

А. В. О Р Л О В А

**БЛОКОВЫЕ
СТРУКТУРЫ
И РЕЛЬЕФ**

551.24
551.4

А. В. ОРЛОВА БЛОКОВЫЕ
СТРУКТУРЫ
И РЕЛЬЕФ

1371



МОСКВА · «НЕДРА» · 1975



Орлова А. В. Блоковые структуры и рельеф. М., «Недра», 1975, 232 с.

В книге показано, что, анализируя рельеф современной поверхности с помощью топографических карт, можно расчленить местность на отдельные разновысотные участки, отвечающие блокам тектонического рельефа, которые соответствуют блоковым структурам фундамента. Рассмотрена связь условий формирования магматических пород с вертикальными перемещениями. Показана возможность применения результатов морфометрического анализа блоковых структур при металлогенических исследованиях.

Книга рассчитана на геологов, занимающихся металлогенией и региональными геологическими исследованиями.

Табл. 10 ил. 65, список лит. — 61 назв.

ВВЕДЕНИЕ

Рельеф поверхности является ярким по своей наглядности проявлением геологического развития земной коры. Современные его формы обязаны взаимодействию двух факторов — тектонического и эрозионного. Процессы тектонического и эрозионного рельефообразования не связаны друг с другом, не совпадают во времени и противоположно направлены. Эти рельефообразующие процессы обычно рассматриваются и изучаются как независимые явления, однако для понимания происхождения той или иной формы рельефа поверхности необходимо учитывать оба фактора. В данной работе объектом изучения является тектонический рельеф.

Становление тектонического рельефа нельзя отделить от общего эндогенного развития земной коры. Необходимо отметить, что в данном случае, употребляя термин «эндогенное развитие», я не вкладываю в это понятие характеристики причин, вызывающих это развитие, т. е. зависит ли оно от внутреннего (эндогенного) независимого развития Земли или обусловлено внешним (экзогенным) космическим воздействием. Во-первых, в этой книге я вообще не касаюсь вопроса причин тектонической перестройки рельефа поверхности; во-вторых, такое противопоставление представляется неоправданным, так как природные процессы являются в большинстве своем результатом взаимодействия различных сил. Таким образом, говоря об эндогенном характере тектонического рельефа, я имела в виду его отличие от эрозионных форм рельефа, возникающих под действием экзогенных факторов — различных агентов выветривания, а также сноса, обусловленного отчасти силой течения водных потоков, отчасти гравитационными силами.

Под тектоническим рельефообразованием подразумевается не только горообразование, но и иные тектонические перемещения, в результате которых формируются контрастные формы рельефа поверхности. Как бы ни были сложны отдельные формы тектонического рельефа, они обязаны двум формам движения — подъему и опусканию. Даже, если в основе лежат горизонтальные тектонические перемещения, в рельефе они фиксируются лишь в том случае, если при этом происходит изменение гипсометрического уровня поверхности.

Собственно это и является одним из принципиальных положений данной работы. Основной задачей анализа тектонических форм рельефа было выявление элементарных перемещений, в результате проявления которых они возникли. За элементарное, обособленное, было принято перемещение, приуроченное к линии одного тектонического нарушения (рельефообразующего разлома) и характеризующееся одним знаком («+» или «-»), независимо от длительности или прерывистости процесса данного перемещения. В рельефе это фиксируется как более или менее устойчивое превышение одного бока разлома над другим. Сложность выявления таких элементарных перемещений вызывается тем, что они неоднократно накладывались друг на друга и непосредственно из характера рельефа или чтения топографической карты не воспринимаются, за очень редким исключением.

Поскольку предлагаемая методика значительно отличается от известных методов морфометрических исследований и была освещена автором очень кратко [30], ниже показывается возможность ее применения в районах с различным характером тектонического рельефа и отличающихся по геологическому строению. Рассматривались: горная область проявления кайнозойской складчатости, среднегорная область древней платформы, область эпипалеозойской платформы с устойчивой тенденцией к прогибанию и, менее подробно, область межгорной впадины. Оказалось, что тектонические формы рельефа поддаются расшифровке даже там, где они в значительной мере замаскированы наложившимися на них процессами эрозии. Такая возможность прежде всего объясняется тем, что рельефообразующие разломы имеют значительно большую протяженность, чем отдельные формы рельефа, и каждый из них выделяется на основании ряда признаков.

Рельфообразующие разломы, установленные в пределах одной области, могут относиться на основе характерной конфигурации к одной или нескольким тектоническим рельефообразующим структурам, что позволяет приблизиться к пониманию сложного процесса становления тектонического рельефа. Именно лишь приблизиться, так как проведенного опыта работ недостаточно для определенных заключений, тем более что описанные примеры не охватывают всего многообразия типов тектонического рельефа.

Тектонические перемещения по отдельным рельефообразующим разломам происходили неоднократно, что позволяет отнести их к категории глубинных, длительно живущих.

Работами последних десятилетий установлено, что глубинные разломы и происходящие по ним перемещения оказывают значительное влияние на формирование земной коры и размещение в ее пределах различных геологических образований — магматических и осадочных пород, а также месторождений полезных ископаемых. В работе показана связь выявленных рельефообразующих разломов с размещением интрузивных, вулканогенных и осадочных пород. Для последних оказалось, что эти разломы ограничивают ареалы их развития, а следовательно, рельефообразующие разломы (не считая незначительных по масштабам) отвечают по своему положению расколам фундамента, и блоки тектонического рельефа фиксируют размещение тектонических блоков фундамента.

Рассматривая размещение магматических пород в сопоставлении с блоковой основой и с учетом знака перемещения отдельных блоковых группировок в эпоху формирования интрузивных или вулканогенных образований, удалось установить, что формирование последних сопряжено с определенными вертикальными перемещениями. На первых этапах магматической деятельности интрузивные проявления сопровождаются воздыманием тех блоков, к которым они приурочиваются, а вулканические породы размещаются на площади блоков, испытавших в период их формирования нисходящие движения. Размещение более поздних магматических проявлений не подчинено этому правилу, но также тесно связано с выявленными с помощью данного морфометрического метода блоковыми структурами.

Видимо, блоковое строение фундамента характерно для всех участков земной коры, так как их отражение можно найти и в строении рельефа поверхности океанского дна. Более того, возможно, что они свойственны также коре Луны и Марса, так как на снимках их поверхности сочетания разновысотных участков позволяют предположить, что последние также являются блоками тектонического рельефа.

В книге также показано применение морфометрического анализа блоковых структур для решения задач металлогении. Для поисков полезных ископаемых, формирование которых, помимо иных факторов,

прямо связано с характером палеорельефа поверхности (например, месторождений, образующихся за счет кор выветривания), можно даже применить теоретические предпосылки. Но в общем случае возможность применения этого метода в металлогенических целях заключается в открывающемся аспекте аналогий, которые можно провести между блоками с установленной минерализацией и другими блоками.

Не нужно думать, что я считаю выявление блоковых структур универсальным средством для понимания или изучения геологических процессов. Но я уверена, что они могут помочь при геологических исследованиях и даже при интерпретации некоторых геофизических данных. Рельеф поверхности является геологическим фактором, который в настоящее время далеко не в полной мере используется геологами. Изучение блоковых структур, основанное на строении рельефа, может много дать, при этом нужно учесть, что единственным требующимся для этого инструментом являются уже существующие топографические карты, т. е. проведение этих работ не потребует особых ассигнований.

Описанные в данной книге работы сравнительно незначительны по объему, поэтому трудно судить, какие из выявленных особенностей являются провинциальными, характеризующими только объект исследования, и какие имеют более общее значение. Поэтому выводы, которые на их основании сделаны, являются лишь эмпирическими обобщениями, характеризующими обычно небольшую часть какой-либо проблемы. При этом я всегда старалась отделить описание достоверного фактического материала от более или менее предположительных данных, и тем более от выводов. Следует заметить, что рекомендуемый метод исследований нуждается в дальнейшей детализации, особенно при его применении для разрешения каких-либо специальных геологических задач.

Вероятно, описанный метод анализа современного рельефа применим и для решения каких-либо вопросов геоморфологии. Но для этого его необходимо дополнить специальными методиками изучения экзогенных процессов рельефообразования. Так, например, с помощью описанных работ нельзя установить количество эпох выравнивания — поверхности различных уровней будут фиксироваться как реликты древних платообразных возвышенностей.

Необходимо также отметить, что данный метод по существу является мелкомасштабным, так как опирается на изучение пространственных перемещений блоков фундамента относительно друг друга. В крупном масштабе (т. е. на территории участка земной поверхности, отвечающего по площади нескольким блокам фундамента) анализ рельефообразующих структур невозможен. В этом случае данную методику можно применить лишь для выявления линий глубинных разломов, без реставрации процесса тектонического рельефообразования.

Искренне благодарю за сотрудничество на разных этапах исследования Т. Ф. Митрофанову и Н. Т. Кочневу, а также В. С. Қравцова, Б. А. Тюрина и В. А. Хацкевич за оказанные консультации. Особую признательность приношу Г. А. Соколову, поддержавшему это направление работ в стадии их возникновения. Автор признателен также своим рецензентам М. А. Фаворской и И. Қ. Волчанской, чьи деловые критические замечания немало способствовали улучшению данной книги.

ЧАСТЬ I

Глава 1. РЕЛЬЕФ ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ КАК ОДИН ИЗ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ КРИТЕРИЕВ

Связь рельефа с блоковыми структурами. В настоящем разделе приведен краткий обзор литературных данных, позволяющих считать, что рельеф поверхности и глубинные структуры земной коры связаны определенной зависимостью. Региональными геофизическими исследованиями установлено увеличение мощности земной коры на площадях развития горных систем. Более того, Н. Б. Сажина [37] и И. П. Косминская [15] обращают внимание на тот факт, что чем моложе горная страна, тем отчетливее эта зависимость. Так, например, южному горному обрамлению территории СССР, имеющему альпийский возраст, соответствует край огромной впадины в поверхности Мохоровичича. Это наглядно показывает, что рельеф поверхности, во всяком случае в планетарном масштабе, является результатом перемещений, захватывающих глубинные зоны.

Об устойчивой связи глубинных и приповерхностных структур земной коры говорят также и региональные геофизические исследования. Так, в расположении границы Мохоровичича на территории Северо-Востока СССР, по данным И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного [35], нашли отражение мезозойские тектонические движения. Дифференцированные поднятия по системам глубинных разломов привели к формированию Южно-Американских Кордильер; эти глыбовые перемещения нашли отражение в соотношениях глубин залегания фундамента на различных участках.

Наличие связи между рельефом поверхности и строением более глубоких зон земной коры присуще не только горным областям, но свойственно также и платформам. В. А. Ромашев [36], проводивший исследования на юго-западных склонах Средне-Русской возвышенности с целью изучения истории развития рельефа, пришел к выводу, что современный орогидрографический план территории соответствует рельефу подошвы каневско-бучакской свиты. Он объясняет это соответствие устойчивостью структурного плана, сформировавшегося в период от докембрия до среднего палеозоя. Мне кажется, что здесь может быть дано иное объяснение — при формировании последнего, наиболее позднего структурного плана вертикальные перемещения захватили и глубокие зоны земной коры, вызвав тем самым сходство рельефа современной поверхности и кровли глубоко залегающих образований.

То же наблюдается и для Сибирской платформы: формы рельефа поверхности на территории междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски согласуются с глубинными структурами, выявленными геологическими и геофизическими исследованиями [57]. Связь морфоструктур с тектоническими структурами платформ настолько выражена, что Н. В. Введенская и др. [5] положили ее в основу систематики первых.

Данные исторической геологии говорят о том, что структурные планы более поздних геологических эпох резко, иногда кардинально,

отличаются от структурных планов предшествующих эпох. Так, области альпийской складчатости по конфигурации и по внутреннему строению отличаются от областей герцинской складчатости, последние в свою очередь отличаются от каледонид, и т. д. Следовательно, соответствие рельефа современной поверхности и глубинных зон земной коры нельзя объяснить унаследованным тектоническим развитием на протяжении длительного этапа геологического развития. Более естественно предположить, что перемещения, которым обязан современный рельеф, захватывают и глубинные зоны. В этом случае одним из характерных тектонических элементов должны явиться блоки (глыбы) самых различных масштабов.

В настоящее время все больше появляется данных о блоковом строении той или иной территории, о непосредственной связи формирования рельефа с блоковыми перемещениями отдельных глыб фундамента. Так, Л. Ф. Сидоров [41] на основании геологических наблюдений пришел к выводу, что Памир и Бадахшан обязаны своим возникновением мощному молодому — среднечетвертичному — поднятию, которое происходило дифференцированно, слагаясь из систем гребней и узлов различных размеров. К этому же выводу, изучая развитие ледников, пришел Е. М. Максимов [23], при этом он установил, что наряду с воздымавшимися участками существовали блоки, испытывавшие опускание.

Г. И. Франц [59] установил, что в области Обер-Лаузица (ГДР) в неогене происходили пликативные и дизъюнктивные дислокации, с которыми связаны генетически морфоструктуры поверхности.

Следует заметить, что в большинстве работ, где характеризуется роль блоковых структур в формах рельефа, основой являются особенности устройства поверхности горных стран. Это совершенно естественно, так как там связь рельефа с разрывными нарушениями местами наблюдается непосредственно, ступенчатый характер превышений настолько резок, особенно в молодых горных системах, что последующие процессы эрозии не уничтожили черты тектонического происхождения уступов, разделяющих участки с различным гипсометрическим уровнем. Однако принципиальной разницы в строении горных и низменных пространств, относительно связи формирования тектонического рельефа с блоковыми перемещениями фундамента нет. Просто в первом случае эти связи более легко устанавливаемы. Различие заключается в самом характере тектонических структур и, следовательно, рельефообразующих перемещений.

Очень интересны работы Н. И. Оранского, Л. Н. Котляровского и И. Г. Кремнева [28], проводивших изучение гор Султануиздаг в Западном Узбекистане. Палеозойские отложения этой территории закрыты плотным чехлом кайнозойских образований (аллювиальными и делювиальными осадками и эоловыми песками). Разломы фундамента на основании каких-либо геологических критериев в связи с этим трудно установить. Однако по особенностям строения рельефа поверхности, отраженного на топографической карте, им удалось выявить расположение скрытых разломов фундамента. Их построения подтверждаются имеющимися геологическими данными и строением магнитного поля.

А. Н. Ласточкиным [17] разработаны специальные морфометрические методы изучения тектонического строения закрытых территорий. Одним из элементов, по которым он рекомендует судить о размещении тектонических нарушений, является гидрографическая сеть, характеризующая распределение ложбин стока местного порядка. Последние, согласно его исследованиям [18], развиваются по выходящим на дневную поверхность трещинам или системам трещин, возникающих над зонами глубинных разломов. Основной предпосылкой применения морфометрического метода для изучения дизъюнктивной тектоники А. Н. Лас-

точкин считает то обстоятельство, что развитие элементов последней идет более унаследованно по сравнению с развитием пликативных дислокаций, благодаря чему многие разломы и разломные зоны трассируются от фундамента до верхних горизонтов платформенного чехла. К такому выводу он пришел на основании изучения тектонического строения Западно-Сибирской низменной равнины, характеризующейся чрезвычайно плоским рельефом и огромной мощностью осадочных пород платформенного чехла. Этот исследователь [17] установил, что 95% разломов фундамента в пределах Западно-Сибирской плиты выражено в осадочном чехле, из них 90% фиксируется в современном рельефе. Целый ряд разломов, заложенных в доплатформенные этапы развития, проникает вверх по разрезу в виде зон повышенной трещиноватости, не испытывая при этом существенных поремещений; к зонам трещиноватости нередко приурочиваются ложбины стока.

Блоковое строение и отражение этих структур в формах современного рельефа свойственно не только континентам, но и поверхности морского дна. Так, например, шельф Средиземного моря на участке между мысами Кавалло и Сен-Флоран (Корсика) разбит сбросами, в результате перемещения по которым поверхность шельфа ступенчато опускается в западном направлении [60]. В. А. Левченко и А. Г. Рябухин [19], проводя геолого-геофизические исследования северного шельфа Кубы, установили его блоковое строение. Площадь разбита поперечными по отношению к простиранию острова и шельфовой зоны разломами на большое количество блоков, в пределах которых мезозойские и кайнозойские отложения залегают на различных гипсометрических уровнях. Рельеф многих участков дна Тихого океана является результатом формирования сводов и глыбовых перемещений [48].

Таким образом, независимо от типа рельефа, будь то горная область, межгорная впадина, длительно развивающийся прогиб типа Тургайского, равнины платформенных областей, низменные равнины с глубокопогруженным фундаментом, области шельфа, океанское дно и т. д., по характеру рельефа современной поверхности можно получить некоторые данные о тектонических структурах данного региона. Все большее количество исследователей — геологов, геофизиков, геоморфологов, географов, гляциологов — приходит к выводу о генетической связи рельефа дневной поверхности с блоковыми перемещениями фундамента, а для наиболее крупных его форм — и с перемещениями, затрагивающими более глубинные зоны земной коры. В. А. Апродов [2] доказывает, что неотектонические движения проникают до глубин 700—750 км. Он выделяет неотектонические структуры разных масштабов: суперрегиональные — части континентальных выступов и океанических впадин, разделенные глубинными разломами; панрегиональные — крупные блоки земной коры, такие, как антеклизы и синеклизы, островные дуги, срединные океанические хребты и другие такие же по масштабу структуры; полирегиональные — межгеосинклинальные прогибы, сводовые блоковые поднятия, и т. д.; региональные, субрегиональные и локальные. Последние развиваются на фоне более крупных структур, упомянутых выше, и разделяются глубинными разломами земной коры, не проникающими в мантию. В. А. Апродов подчеркивает, что мозаично-блоковое строение неотектоносферы в основном определяется перемещениями отдельных участков, разделенных разрывными нарушениями.

В настоящее время существует большое количество методик реставрации первичных (тектонического происхождения) морфоструктур. В зависимости от условий рельефа современной дневной поверхности и задач, стоящих перед исследователем (расшифровка генезиса рельефа, изучение тектонических структур закрытых территорий, решение теоретических вопросов, поиск структур, к которым приурочены

залежи полезных ископаемых, начиная от нефте-газоносных структур и вплоть до поисков редкометалльных и золотых месторождений), предложенные методики достаточно разнообразны. Так, широко известен метод В. П. Философова, применяемый для выявления нефтегазоносных купольных структур. Морфометрическим районированием территории Дальнего Востока и Восточного Забайкалья в настоящее время занимаются И. К. Волчанская и Н. Т. Кочнева. Их исследования органически вливаются в комплекс прогнозно-металлогенических работ, проводимых здесь группой геологов ИГЕМ АН СССР под руководством М. А. Фаворской и И. Н. Томсона. В основу морфометрических исследований этих авторов положен данный метод анализа размещения разновысотных блоков, с чем упоминает И. К. Волчанская в своих работах [6, 7]. Она пишет, что применение этого метода для районов Армении и восточной части Сихотэ-Алиня дало очень хорошие результаты, во многом подтвердившиеся геологическими и геофизическими материалами и позволившие дополнить их характеристику. И. К. Волчанская и Н. Т. Кочнева, являющиеся по специальности геоморфологами, значительно расширили возможности метода, введя в него специальные геоморфологические наблюдения, что позволяет проводить эти исследования в более крупном масштабе. Большое внимание этим вопросам уделяют в своих работах Г. С. Ананьев, Ю. П. Баранова, Е. Н. Былинский, И. К. Волчанская, И. П. Герасимов, И. Г. Гольбрайх, С. К. Горелов, К. И. Горенчук, Н. А. Граменицкая, Л. В. Зорин, В. С. Зорина, Н. Т. Кочнева, Ю. П. Мещеряков, Н. И. Николаев, И. Н. Томсон, М. А. Фаворская, В. П. Философов и другие ученые, как геологи, так и геоморфологи.

Связь рельефообразования с волновыми движениями земной коры, подчиняющимися какой-то периодичности, изучена менее, чем блоковый характер этого рода тектонических движений. Это можно объяснить тем, что волновой характер рельефообразующих перемещений должен быть значительно более труднооткрываемым явлением, не отраженным в наглядно наблюдаемой геологической обстановке. Кроме В. Е. Хаина, [55], разработке этого вопроса уделил большое внимание В. В. Пиотровский [34].

Собрав представительный материал, характеризующий размеры отрицательных и положительных форм современного рельефа (по всем трем измерениям) и отдельных тектонических структур, В. В. Пиотровский пришел к выводу, что они не составляют непрерывного ряда, а образуют дискретный ряд, состоящий из восемнадцати порядков. В первых порядках ряда размещаются мельчайшие формы рельефа типа песчаной ряби и мельчайшие складки, развитые в пластичных глинах, сланцах и т. п. В последние порядки ряда входят такие структуры, как целые нагорья, материки, океанические впадины. Площади форм при переходе от одного порядка к следующему закономерно увеличиваются в десять раз. Автор приходит к выводу, что: «Общий морфометрический ряд форм рельефа и тектонических структурных форм является цифровым выражением общей закономерности, прослеживающейся в природе, выраженной в малых и больших формах рельефа и в тектонических структурах экзогенного и эндогенного происхождения» (с. 291).

Расчеты, произведенные В. В. Пиотровским, показали, что линии, проведенные вдоль длинной оси структур и расположенные у их основания (например, для структуры Большого Кавказа такая линия проходит на глубине 30 км), являются хордами, стягивающими дуги окружности с радиусом около 6000 км, близким к радиусу земного шара. Автор считает, что тектонические структурные формы, выраженные на поверхности в виде форм рельефа, есть следствие периодических деформаций, вероятно, имеющих волновой характер и возникающих в теле Земли под воздействием разных причин: силы притяжения Луны и

Солнца, изменений скорости вращения Земли вокруг оси, изменений атмосферного давления и т. д.

К сожалению, В. В. Пиотровский не рассматривает механизма формирования этих структур.

Изучением волновых движений литосферы и их ролью в формировании морфоструктурного плана поверхности занимается в настоящее время И. А. Одесский. В своей монографии [27] он подразделяет тектонические движения на четыре главных типа: магматические, разрывные, складчатые и колебательные. Для последних характерны вертикальные перемещения различных по размеру участков литосферы, при этом знак вертикальных перемещений земной поверхности периодически меняется на противоположный, придавая им колебательный характер. «Колебательные движения одного знака, — пишет И. А. Одесский [27], — обычно охватывают значительные участки литосферы и приобретают форму трехмерных или вытянутых двухмерных волн. Поэтому колебательные движения с учетом особенностей их морфологического проявления могут быть классифицированы как волновые. Таким образом, — в представлении автора, — волновые движения земной коры являются понятием собирательным, объединяющим все перемещения литосферы, происходящие вдоль радиуса Земли, т. е. по вертикали» (с. 7).

С помощью особого приема корреляции полученных данных И. А. Одесский доказывает миграцию меридиональных дислокаций к востоку, а широтных к северу. Этот исследователь пришел к выводу, что современный структурный план площади не является прямым отражением плана современных вертикальных движений земной коры, так как несет на себе следы тектонического развития прошлых геологических эпох. При этом в формировании унаследованных структур весьма существенная (если не определяющая) роль принадлежит разрывной тектонике, в значительной степени контролирующей рубежи неоднородности в составе и строении земной коры. Это высказывание автора весьма интересно. Ведь логическим продолжением характера этой особенности глубинных разломов будет независимость размещения последних от волновых движений земной коры.

В. Е. Хаин [55] подчеркивает, что механизм многих тектонических явлений может быть понят до конца лишь с позиций сочетания глыбовых и волновых движений, что земная кора разделена на глыбы, а глыбы эти непрерывно участвуют в вертикальных перемещениях волнового характера.

Даже не ставя задачи систематического обзора взглядов на процессы рельефообразования и вызывающие их причины, невозможно не упомянуть труды Б. Л. Личкова. Работы его относятся к основополагающим в становлении нового направления развития теории Земли, основывающейся на том факте, что Земля является космическим телом и земная кора развивается под воздействием двух факторов — экзогенного и эндогенного. Причиной горообразования он считает приспособляемость фигуры Земли к новым условиям ее существования. «Горообразование есть часть процесса переформирования планетарной фигуры Земли при изменении скорости ее вращения, вызывающей увеличение или уменьшение планетарного сжатия нашей планеты. Такое переформирование фигуры Земли я назвал ее расплыванием (разрядка автора)» [22, с. 156]. Не рассматривая непосредственных причин, которыми Б. Л. Личков объяснил процесс возникновения высокогорных систем, так как это может увести далеко от темы данной работы, кратко рассмотрим лишь вопрос, как он понимал процесс формирования гор.

«Дислокации и деформации Земли, — пишет он, — возникают во взаимодействии разнофазных движений всех оболочек Земли, порожд-

даемых вращением масс этих оболочек, дополняемых передачей им тепла, прежде всего солнечного» [22, с. 160]. Подробно рассматривая в книге [21] причины горообразования и место этого процесса в планетарном развитии Земли, Б. Л. Личков пишет: «Есть полное основание утверждать, что в начале этой фазы существования гор они были созданы прямым поднятием. Иными словами, каковы бы ни были подготовительные процессы к горообразованию — его подготовило глубокое тангенциальное перемещение земной оболочки — само поднятие горных поясов создано было больше всего вертикальными силами. Если учесть, что это вертикальное поднятие, будучи прерывистым, запечатлено рядом уровней высоких горных денудационных поверхностей в количестве от 6 до 10, то можно сделать вывод, что эти уровни молодых денудационных поверхностей являются этапами поднятия горных поясов» (с. 122).

К этому можно только добавить, что поверхности выравнивания фиксируют длительные промежутки, разделяющие активные фазы процесса горообразования. Опираясь на их существование, с полным правом можно предположить возможность более незначительных по времени промежутков относительного покоя, не зафиксированных какими-либо особенностями строения горных областей.

При проведении описанных ниже исследований основой построений служили следующие геологические предпосылки:

1) рельеф поверхности создается главным образом за счет вертикальных перемещений;

2) вертикальные перемещения могли иметь как положительный, так и отрицательный знак, иными словами, делятся на восходящие и нисходящие;

3) вертикальные тектонические перемещения происходили по линиям глубинных разломов разной глубины заложения и, следовательно, рельеф поверхности отражает блоковые структуры фундамента или, вернее, иногда и более глубоких слоев Земли, вплоть до мантии, в зависимости от масштаба рельефообразующего разлома. Описанная выше методика позволяет: а) различить разломы по глубине заложения, значимости для формирования геологических структур района, а также определить ширину зоны их миграции при проникновении в породы верхнего структурного этажа; б) определить, какие участки, отвечающие наиболее длительно живущим блоковым группировкам, могли быть одновременно вовлечены в какое-либо движение по разломам, и основную тенденцию данного участка к воздыманию или опусканию; в) получить представление о развитии морфоструктур, поскольку методика позволяет установить возрастные соотношения разломов. Недостатком этого метода является то, что им не учитывается процесс развития эрозионных форм рельефа. В связи с этим его можно применять только при мелкомасштабных исследованиях, позволяющих абстрагироваться от изменений гипсометрических соотношений уровней отдельных участков, внесенных эрозионными процессами.

Ступенчатость как характерный морфоструктурный элемент. Современный рельеф возник вследствие длительного динамического взаимодействия эндо- и экзогенных сил [12]. Первые проявляются главным образом в виде вертикальных тектонических перемещений отдельных участков земной коры, которые, как правило, приводят к возникновению контрастных форм рельефа, хотя на отдельных участках разнонаправленные движения соседних перемещающихся блоков могут привести к частичной или полной компенсации результатов одного перемещения другим.

Экзогенные силы действуют только в одном направлении — производят выравнивание гипсометрических уровней разновысотных участ-

ков. Они действуют постоянно, хотя и с различной степенью интенсивности, зависящей от сочетания факторов выветривания (климатического и других физико-географических условий), а также от контрастности тектонических форм рельефа.

Тектонический рельеф формируется в более короткие периоды геологического развития, но отдельные подвижки могут происходить и в периоды относительного тектонического покоя. Во время формирования тектонического рельефа энергия процессов денудации также усиливается, благодаря возникающему в это время большому перепаду высот на отдельных участках. Однако энергия тектонического процесса настолько превышает суммарное воздействие эрозионных сил, что последние практически не являются рельефообразующими в этот период. И только в стадии затухания тектонического рельефообразования и особенно после его завершения экзогенные силы становятся активным рельефообразующим фактором, приводящим иногда к почти полному уничтожению тектонических форм рельефа. Однако даже при такой степени выравнивания, как, например, на территории развития мелкосопочника в Центральном Казахстане, неровности рельефа нельзя трактовать только как формы скульптурного происхождения. В строении поверхности этой площади, по мнению И. П. Герасимова [12], отражаются также и формы тектонического рельефа, возникшие в мезокайнозойское время.

В молодых горных областях тектонические формы рельефа почти не завуалированы эрозионными. Во многих случаях можно даже проследить расположение отдельных рельефообразующих тектонических нарушений. Они выдаются резким превышением одних участков над другими, крутизной разделяющего их склона, а также значительной протяженностью, нередко линейной вытянутостью разделяющего их уступа поверхности. Субвертикальность плоскости уступа маскируется тем, что его верхняя часть почти всегда, с той или иной степенью интенсивности, бывает размита. Сглаживается крутизна склона также и деловиальными отложениями у подножья обрыва.

Самой характерной чертой горных областей, как молодых, характеризующихся столовыми формами водоразделов, так и уже в той или иной степени расчлененных, является резкое различие гипсометрических уровней отдельных участков площади. Подчеркивается это или разницей высот столовых возвышенностей, или общим уровнем горных пиков на том или ином участке и различием этих уровней между собой. Последнее дает право предположить, что в прошлом они также разделялись уступом рельефа. Так, например, на водораздельной части одного из хребтов северной части Джунгарского Алатау (рис. 1) видно, что все вершинные поверхности находятся на одном гипсометрическом уровне, как и водораздельные части примыкающих к вершинам небольших поперечных гряд. В месте их сочленения крутизна склонов резко меняется — выполаживается. Если места перегиба отдельных поперечных гряд соединить между собой, то получится линия более или менее прямолинейная, может быть плавно изогнутая. Это позволяет предположить, что линия, соединяющая места перегиба склонов, отвечает тектоническому нарушению, в результате которого водораздельная часть возвышается над примыкающей к ней горной ступенью, отвечающей в настоящее время пологому участку склона. О том, какой бок данного рельефообразующего разлома перемещался, по этим данным судить нельзя. Могла быть приподнята водораздельная часть, но в равной мере процесс мог протекать следующим образом: вначале была приподнята вся площадь на один уровень, а затем, по более позднему рельефообразующему разлому параллельному простиранию морфоструктуры, какая-то часть водораздельной поверхности была опущена на более низкий гипсометрический уровень.

Еще более отчетливо ступенчатое строение видно на рис. 2. Фотография показывает, что в северо-восточном отроге Джунгарского Алатау можно выделить по крайней мере четыре гипсометрических ступени, отделенные друг от друга более или менее крутыми склонами; по их подножию можно ориентировочно провести линии тектонических нару-



Рис. 1. Водораздельная часть одного из высокогорных хребтов северных ветвей Джунгарского Алатау

шений, перемещения по которым послужили причиной возникновения данных форм рельефа. Подобные особенности строения рельефа характерны также и для более низкогорных отрогов этой же горной системы.



Рис. 2. Выравненная площадка у горного перевала; северо-восточные отроги Джунгарского Алатау

Прямолинейность краев склонов, отделяющих одну гипсометрическую ступень от другой, а также параллельность уступов позволяют считать, что эти формы рельефа возникли вследствие тектонических перемещений по ряду субпараллельных разломов, однако, несмотря на то что в результате их совокупности были образованы положительные формы рельефа, трудно определить знак движения каждого конкретного нарушения, так как такое сочетание горных гряд и ступеней могло получиться при различных сочетаниях знаков отдельных перемещений. Только формирование межгорной впадины, при условии симметрично распо-

ложенного противосложного ее борта, можно без специальных исследований, на основе логических соображений, классифицировать как грабенообразное опускание. Такое же строение рельефа можно наблюдать и в пределах более крупных межгорных впадин, например Илийской долины (рис. 3).

Ступенчатость рельефа свойственна не только горным областям. Она развита практически повсеместно и заметна даже на таких пре-

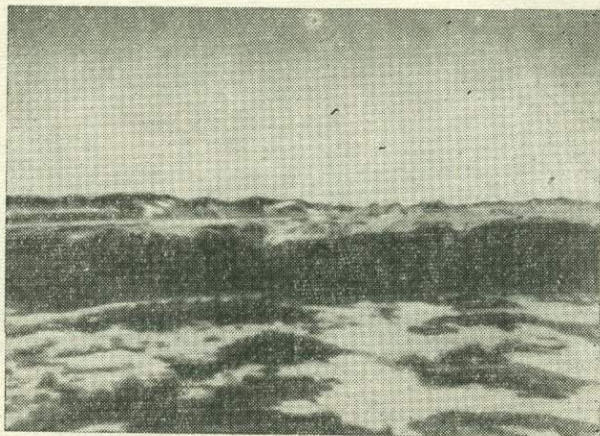


Рис. 3. Илийская долина.

На заднем плане резко возвышается уступ невысокой возвышенности. Несмотря на сильную степень эродированности, можно наметить место разлома, по которому гряда отделена от площади равнины

дельно выравненных площадях, как северная часть Центрального Казахстана. Прямолинейно вытянутую, невысокую, но тем не менее обладающую на всем своем протяжении примерно одинаковым гипсометрическим уровнем гряды невозможно отнести к эрозионным формам рельефа (рис. 4).

Собственно доказывать такой элемент рельефа, как ступенчатость, нет необходимости. Каждый может убедиться в том, внимательно рассмотрев почти любой более или менее значительный по площади участок поверхности. Даже на территории Москвы подступы к Теплостанской возвышенности окаймляются несколькими ступенями, проходящими примерно в районе ст. метро Профсоюзная, Новые Черемушки и Калужская. Я привела это описание и фотографии лишь с целью показать, что даже на равнинных пространствах, правда с большим трудом, но все же можно выделить реликты тектонического рельефа.

Итак, можно считать, что ступенчатость поверхности является одной из неперенных и характерных черт тектонического рельефа. Встает вопрос, может ли данная форма рельефа — уступ — образоваться в результате экзогенных процессов? Безусловно, но во всех случаях она будет связана со специфическими участками поверхности — долинами рек, ручьев, оврагами. Здесь скорее формируется проем того или иного масштаба, вызванный углублением и миграцией русла, разрабатывающего долину потока (реки, ручья, временного потока). Но уступы, отделяющие друг от друга обширные и примерно равновеликие площади, не могут сформироваться в результате воздействия экзогенных сил, так как действие их направлено на сглаживание превышений одного участка поверхности над другим. Поэтому ступенчатость такого рода в подавляющем большинстве случаев можно связывать с тектоническими формами рельефа.

Основные критерии для реставрации процесса формирования тектонического рельефа на основании анализа современной поверхности. Блоковое строение рельефа поверхности особенно отчетливо наблюдается в горных областях. Об этом говорят в общем прямолинейные контуры участков, для которых можно предположить некогда единый гипсометрический уровень тектонического рельефа, нарушенный в той или иной степени эрозионными процессами. Наличие множества таких раз-

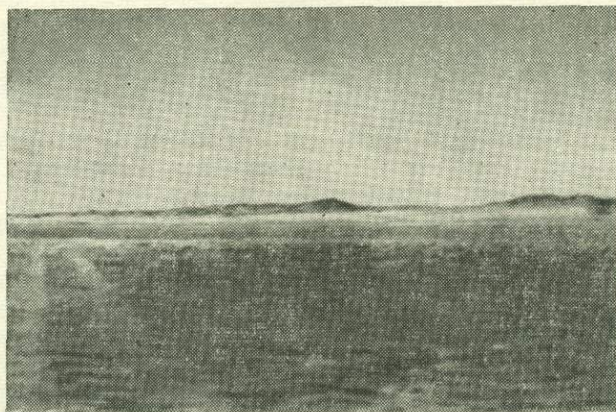


Рис. 4. Участок равнины северной части Центрального Казахстана.

На горизонте видна низкая гряда сопок с примерно одинаковым уровнем вершин, что в совокупности с отчетливой линейной вытянутостью гряды позволяет считать данную форму рельефа тектонической

новысотных площадок, находящихся на различных высотах, разнообразный наклон (пологий) таких площадок, а также существование резких уступов, местами почти непрерывных, целостность которых нарушается пересекающими их долинами горных ручьев и оврагов, а местами прослеживающихся лишь на короткое расстояние, позволяет уверенно считать, что процесс формирования рельефа горной области является процессом многоактным.

На одном гипсометрическом уровне могут находиться площадки с разной степенью расчлененности; иной раз этот первоначально общий уровень можно установить только по примерно одинаковой высоте отдельных разобщенных вершин, расположенных в ее пределах. Это уже приводит к выводу, что процесс был не только многоактным, но что он протекал в течение длительного времени, так как отдельные участки площадки подверглись длительному эрозионному воздействию, другие несколько меньшему, а некоторые площадки эродированы в крайне незначительной степени. Такая картина может создаться в том случае, если отдельные тектонические рельефообразующие перемещения перемежались периодами относительного тектонического покоя, когда эрозионные силы становились активным рельефообразующим фактором, хотя они и не оказывали влияния на соотношение гипсометрических уровней в это время, а лишь приводили к разной степени расчлененности отдельных разновысотных площадок — элементарных ячеек тектонического рельефа.

Местами на разный высотный уровень подняты третичные отложения, а местами даже четвертичные суглинки. Следовательно, рельеф горной области сформировался в измеримый, даже в геологических масштабах, промежуток времени. Речные долины в таких областях находятся в разнообразных пространственных соотношениях с приподня-

тыми массивами — иногда они огибают их, а местами пропиливают, что позволяет сделать предположение о разной скорости воздымания таких участков. Присутствие межгорных впадин разного масштаба, которые по субсимметричному простиранию бортов можно классифицировать как грабены несомненно тектонического происхождения, говорит о том, что, несмотря на ярко выраженную тенденцию к воздыманию, отдельные участки этой области подверглись опусканиям.

Изучение речных террас горных рек подтверждает неоднократность тектонических перемещений отдельных участков горной области. И еще одна очень важная характеристика горных областей — сочетание уступов, разделяющих разновысотные участки, их прямолинейность не позволяют сомневаться, что перемещения обязаны разрывным дислокациям, происходящим по линиям тектонических нарушений; простирание отдельных гряд, отчетливо выраженных в рельефе, показывает что среди них превалирует система субпараллельных разломов. Однако наличие гряд иного простирания, изменение водораздельных высот (нередко ступенчатое) в пределах отдельных гряд, понижение ряда параллельных гряд в одном направлении означают, что рельефообразующие разломы иного простирания также имели место.

Каждый, кто был в горах, может найти и другие признаки, характеризующие мозаично-ступенчатое строение горного рельефа.

Следовательно, схематично процесс формирования рельефа горной области характеризовался следующими чертами:

- а) длительностью, измеряемой по крайней мере миллионами лет;
- б) реализацией тектонических вертикальных перемещений по линиям тектонических нарушений и разрывным характером дислокаций;
- в) многократным проявлением перемещений обоих знаков с преобладанием восходящих;
- г) последовательным проявлением рельефообразующих перемещений, разделенных периодами относительного тектонического покоя, при этом последние были неравноценны по своей длительности;

д) разнообразием простирания рельефообразующих разломов (несмотря на превалирование разломов определенного направления, в результате чего возникают субпараллельные горные гряды), что в общем придает рельефу мозаичный характер, при этом отдельными элементами такой мозаики являются участки, более или менее ограниченные субпрямолинейными или плавноизогнутыми линиями обрывов. Уступ обрыва может отделять такой участок или от вышезалегающего, или от нижезалегающего, что принципиального значения не имеет. Такой участок можно принять за элементарную ячейку тектонического рельефа.

Совершенно ясно, что размер таких площадок определяется не только характером рельефа, а и выбранным масштабом исследования, что лишней раз подчеркивает различный порядок масштаба рельефообразующих разломов.

Встает вопрос, можно ли считать горообразование частным случаем рельефообразования (пусть как угодно уникальным) и перенести эти особенности и на процессы, приводящие к возникновению иных типов рельефа? Для решения этого вопроса, по-видимому, следует обратиться к данным исторической геологии. Ведь пространственные соотношения и состав толщ, свит и стратиграфических горизонтов, контактирующих по разрезу, собственно и характеризует изменение палеогеографической обстановки, в том числе и рельефа.

Соотношение отдельных свит одной толщи, образующихся в области аккумуляции, в условиях опускания данного участка земной коры обнаруживает те же особенности процесса образования рельефа — и здесь рельеф обязан вертикальным перемещениям, судя по несовпадению пространственных границ свит; очертания прогибающихся участков были изменчивы, и изменения приурочивались ко времени перерыва между

формированием отложений контактирующих свит; последние иногда разделяются перерывом в осадконакоплении, сопровождающимся размывом нижней свиты, т. е. перерывы могут иметь различную длительность. Все перечисленные выше признаки используются при палеогеографических построениях, реставрирующих палеогеографическую обстановку и ее эволюцию, происходящую не только под влиянием эрозионных процессов, но и главным образом в результате вертикальных перемещений по линиям тектонических разломов, оконтуривающих и пересекающих ареалы осадконакопления.

Базируясь на вышеприведенных особенностях процесса тектонического рельефообразования (в основном на тех положениях, что перемещения происходят по глубинным разломам, и что рельеф отражает в себе сумму последовательных перемещений), можно реставрировать ход процесса становления тектонического рельефа по соотношению высот отдельных участков. Более легко в том случае, если эрозионные силы не затушевывали черт тектонического рельефа, и менее отчетливо, если от последнего остались только реликтовые формы. Реликтовые формы не уничтожаются даже в результате морских трансгрессий. Об этом можно судить по тому, что на поверхности шельфа сохраняются не только тектонические уступы, но местами даже экзогенные ландшафтные формы, например дюны [60].

Основанием, вернее материалом для реставрации тектонических рельефообразующих движений могут служить топографические карты, главным образом соотношение высот отдельных участков, сама рисовка горизонталей, а также расположение гидрографической сети, которая, как отмечает И. П. Герасимов [12], в общих чертах подчеркивает строение орографических элементов. По этому поводу интересно высказывание Г. И. Леонтьева [20] о том, что корреляционная связь между высотами современного рельефа и структурами погребенного рельефа, вплоть до поверхности фундамента, позволяет выделять эти структуры непосредственно по рисовке горизонталей.

Естественно, что используя топографические карты можно восстановить лишь формы тектонического рельефа, обязанные наиболее позднему для этой территории орогеническому этапу. Описанная ниже методика морфометрического анализа блоковых структур во многом опирается на результаты изучения глубинных разломов, как, впрочем, и многие другие современные геологические построения.

И. П. Герасимов [12] считает, что в современном рельефе можно выявить тектонические структуры трех типов: 1) структуры в областях кайнозойской складчатости; 2) мезозойские структуры, сохранившие свою тектоническую активность в кайнозое, и 3) более древние палеозойские и допалеозойские структуры, подновленные тектоническими движениями кайнозойского возраста.

Морфометрический анализ блоковых структур проведен нами на примере площадей с различным геологическим строением и относящихся к различным геоморфологическим провинциям (по И. П. Герасимову) [12], а следовательно, обладающих различным типом рельефа поверхности. Сюда вошли: область развития молодого горного рельефа с широко проявленным эффузивным и гранитондным магматизмом (один из районов Северо-Востока СССР), площадь межгорной впадины (Зайсанская котловина), территория с преобладающей тенденцией к прогибанию, с мощным покровом рыхлых отложений и значительно выравненной поверхностью (Тургайский прогиб), а также один из районов юго-западной части Сибирской платформы. Таким образом, подбор районов исследования достаточно представительный для того, чтобы определить возможности метода и его применимость при том или ином характере рельефа.



Глава 2. МЕТОДИКА ВЫЯВЛЕНИЯ БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ПО ТОПОГРАФИЧЕСКОЙ КАРТЕ

Для проведения морфометрического анализа блоковых структур рельеф местности, отображенный на топографической карте, нужно воспринять особым образом: как мозаику, состоящую из отдельных элементарных ячеек (блоков тектонического рельефа), гипсометрические уровни которых тесно и закономерно увязаны. Связь эта обязана следующему: высоты отдельных блоков тектонического рельефа являются результатом совокупности целого ряда перемещений, как положительных, так и отрицательных; группировки перемещающихся совместно блоков менялись, и количество передвижек, обусловивших высоту каждого блока, различно, однако в сумме слагаемых амплитуд обязательно есть общие, так как перемещения по рельефообразующим разломам охватывали не один блок, а их группу.

Например, какой-то участок местности пересекается тремя разломами, по которым происходили рельефообразующие тектонические движения (рис. 5). По разлому 1 был приподнят южный бок, по разлому 2 — восточный, а по разлому 3 опущен северный бок. Если до начала этих перемещений поверхность имела примерно одинаковый гипсометрический уровень (назовем его фоновой высотой), то высоты участков (блоков тектонического рельефа), разграниченных этими разломами, будут равны:

- блок *a* — фон + амплитуда разлома 3;
- блок *b* — фон + амплитуды разломов 3 и 2;
- блок *в* — фоновая высота осталась без изменений;
- блок *г* — фон + амплитуда разлома 2;
- блок *д* — фон + амплитуда разлома 1;
- блок *e* — фон + амплитуды разломов 1 и 2.

Эта разница высот проявлена в рельефе — блок *e* имеет наибольшую высоту, так как два раза подвергся воздыманию; блоки *д* и *г* также являются приподнятыми, но на меньшую высоту; блоки *в* и *б* характеризуются каким-то средним уровнем, первый потому, что не испытал перемещений, а второй потому, что они компенсировали друг друга; блок *a* приобрел в результате этих тектонических движений самый низкий уровень.

Как видно, высоты отдельных блоков тектонического рельефа связаны четкой математической зависимостью (при большой протяженности линий глубинных разломов, высоты отдельных участков, как правило, взаимозависимы на больших площадях). Эту связь относительно легко установить, если тектонические его формы преобладают над эрозионными. Несколько сложнее восстановить соотношение тектонических уровней поверхности при хорошо разработанном эрозионном рельефе. Но и в этом случае относительный порядок высот блоков тектонического рельефа можно восстановить по их реликтам. Естественно, что нельзя восстановить, пользуясь только топографическими картами, те рельефообразующие перемещения, на которые после длительного периода выравнивания наложился новые тектонические движения.

Методически задача выявления блоковых структур с помощью топографических карт состоит в том, чтобы, используя эту зависимость и зная высотные уровни отдельных участков поверхности, восстановить по соотношению этих уровней размещение рельефообразующих разломов, знак перемещения и его амплитуду.

Выбор масштаба карты. Блок тектонического рельефа можно охарактеризовать как ячейку, более или менее однородную (имея в виду высоты поверхности) при рассмотрении ее в заданном масштабе. Отсюда следует, что блок не может фигурировать в виде стабильной вне-

масштабной единицы. В самом деле, в глобальном масштабе Тургайский прогиб, например, будет представлять единый и неделимый блок. На картах масштаба 1 : 10 000 000 и 1 : 5 000 000 в его пределах выделится всего 5—6 блоков. На картах масштаба 1 : 1 000 000—1 : 500 000 — сотни, а на планшетах масштаба 1 : 200 000—1 : 100 000 — около тысячи блоков. На картах еще более крупного масштаба подобный анализ вообще невозможен, так как на небольших площадях трудно отличить тектонические формы рельефа поверхности от денудационных.

Общая закономерность здесь такова — чем крупнее масштаб (до указанного выше предела), тем меньше будет площадь отдельных блоков, больше их число, тем более де-

детально можно восстановить последовательность формирования тектонического рельефа. Для прикладных целей (имея в виду в основном задачи, связанные с металлогенезом) выбор масштаба карт более ограничен — карты мельче масштаба 1 : 1 000 000 позволяют выделить только крупнейшие блоковые группировки, фиксируя наиболее крупные этапы рельефообразования и не отдельные рельефообразующие разломы, а их зоны. Это не позволит уяснить особенности тектонического развития на отдельных локальных участках исследуемой площади, понять, в чем заключается их отличие, что иногда бывает очень важно, например, для поисков полезных ископаемых. Карты масштаба 1 : 200 000—1 : 100 000 для разделения тектонических и эрозионных форм ввиду их меньшей обзорности требуют дополнительных геоморфологических исследований (с помощью иных методов исследования топографических карт, аэроснимков или полевых наблюдений). Методом исключений масштабы 1 : 1 000 000 и 1 : 500 000 являются оптимальными для решения поставленной задачи: анализ карт этого масштаба позволяет последовательно проследить формирование тектонического рельефа и в то же время на них легко отличить денудационные формы поверхности от тектонических. Опыт автора также позволяет утверждать, что работа с картами масштаба 1 : 1 000 000—1 : 500 000 требует наименьших затрат времени и наиболее результативна.

Выделение и оконтуривание блоков. Первой операцией при выделении блоков тектонического рельефа является установление минимальной разницы высот, достаточной для отнесения двух соседних участков к разным блокам. Установление этой величины имеет большое значение для последующего анализа: если разница будет больше, чем нужно, блоки, соответствующие масштабу исследований, не будут выявлены, и площадь окажется разделенной лишь на несколько участков; если же разница будет мала, количество блоков будет столь велико, что увязать движения, формирующие их высоты, будет невозможно. Иными словами, выбирая минимальную учитываемую разницу высот, нужно отдать себе отчет, на сколько гипсометрических уровней будет расчленен рельеф поверхности.

Исходя из эмпирических предпосылок можно рекомендовать учитывать следующую минимальную разницу высот:

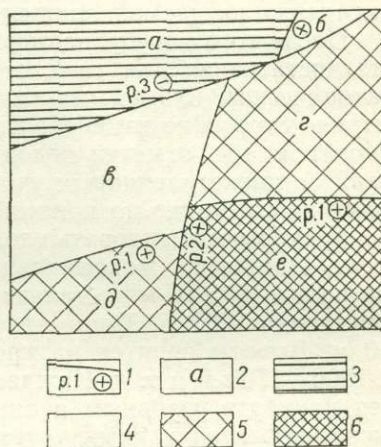


Рис. 5. Взаимозависимость высот поверхности блоков тектонического рельефа.

1 — рельефообразующие разломы и знак перемещения по разлому; 2 — индекс блока тектонического рельефа; 3 — пониженные участки поверхности; 4 — участки со средним гипсометрическим уровнем; 5 — возвышенности; 6 — то же, наибольшие

200 м — для молодых горных систем;

100 м — для эродированных горных систем и среднегорья;

50 м — для областей эродированного среднегорья, сводовых возвышенностей или участков молодых прогибов;

20—25 м — для прогибов, в пределах которых тектонические формы завуалированы эрозионными процессами и, возможно, для почти пениализированных областей (для последних нами такой анализ не проводился).

Можно подойти к определению этой величины и иным путем, приняв за нее примерно 0,1 от разницы между максимальной и минимальной (не считая отметок врезов речных долин) абсолютными высотами в пределах изучаемой площади.

После того как будет определена минимальная разница в высотах, уже достаточная для того, чтобы отнести соседние участки к разным тектоническим блокам, на карте размечаются опорные высоты, гипсометрия которых не изменена кардинально процессами денудации. К ним относятся: абс. отметки водоразделов, тектонических уступов или ступеней, а также равнинных участков (отметки склонов и врезов речных долин во внимание не принимаются).

Можно рекомендовать следующий прием нанесения знаков опорных высот. Например, максимальная высотная отметка района исследования равна 1915 м, минимальная 735 м. Разница этих отметок достигает округленно 1200 м. Минимальную учитываемую разницу принимаем за 100 м. Высоты делятся на уровни: 1) более 1900 м; 2) 1900—1800 м; 3) 1800—1700 м и т. д. Каждая выделенная высотная отметка помечается на карте условным пуансоном, показывающим, к какому уровню высот относится данный участок (пуансоны могут различаться цветом или формой знака). Уже после этой операции поля отдельных блоков четко выделяются на карте. Принятых высотных уровней, как правило, следует строго придерживаться. Но если соседствуют высоты, относящиеся к разным уровням, но близкие по величине, например 585 и 601 м (при принятой минимальной разнице 100 м), эти высоты можно отнести и к одному классу (к какому из них — зависит от ситуации).

Блоки следует разграничивать прямолинейными, плавнозакругленными или, чаще, слегка искривленными (но не извилистыми) линиями, проводящимися по: а) подножию склонов; б) последовательно размещенным, спрямленным участкам речных долин; в) перегибу склона, отделяющему тектоническую ступень от более возвышенной части; г) тяготению к определенной линии русел разных рек и ручьев, в результате чего, последовательно соединяя эти русла, можно получить одну линию; д) приуроченности коленообразных изгибов речных долин к одной общей линии; е) линейному расположению седловидных перегибов или уступов двух или нескольких соседних гряд.

Особенно трудно оконтуривать блоки в пределах малоконтрастного рельефа. Там в большей степени приходится ориентироваться на такие особенности, как изгибы рек, конфигурацию отдельных горизонталей, а также направление течения близко расположенных рек (если близко расположенные реки или ручьи имеют сток в противоположные стороны, значит поверхности, на которых расположены их долины, характеризуются различным уклоном и, следовательно, относятся к разным блокам). На таких территориях границу между блоками можно провести через цепочку озер или болот, а также по другим ландшафтными особенностям. Примеры разграничения блоков тектонического рельефа приведены на рис. 6, 7. Наиболее достоверно блоки разграничиваются линиями, трассирующимися по разнородным признакам.

Поверхность каждого блока, как правило, не является ровной плоскостью даже приближенно, а отличается той или иной степенью изрезанности. На данной стадии анализа эти денудационные изменения тек-

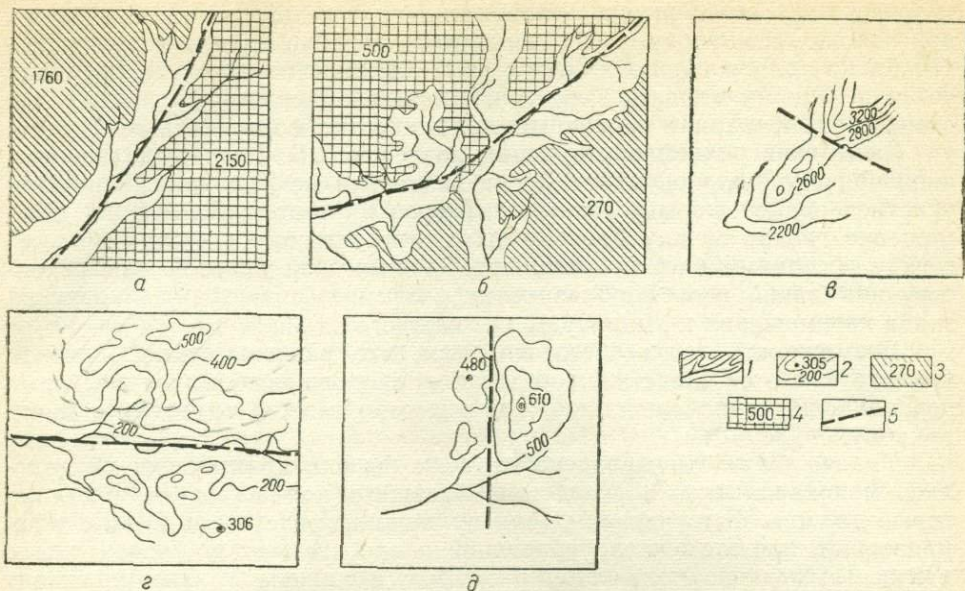


Рис. 6. Оконтуривание блоков тектонического рельефа в районах с контрастным гипсометрическим уровнем отдельных участков поверхности.

1 — русла и долины рек; 2 — горизонтали рельефа и абс. отметки; 3 — низкая гипсометрическая ступень и ее максимальная отметка; 4 — высокая гипсометрическая ступень и ее максимальная отметка; 5 — рельефообразующий разлом, проведенный на основании: а — разницы высот (совмещен с долиной реки); б — разницы высот и приуроченности водораздела к одной линии, соединяющей разновысотные участки; в — перепада высот на гребне водораздела; г — разницы высот (прореллирован по приуроченности спрямленных участков русла реки к одной общей линии); д — разницы высот и конфигурации горизонталей

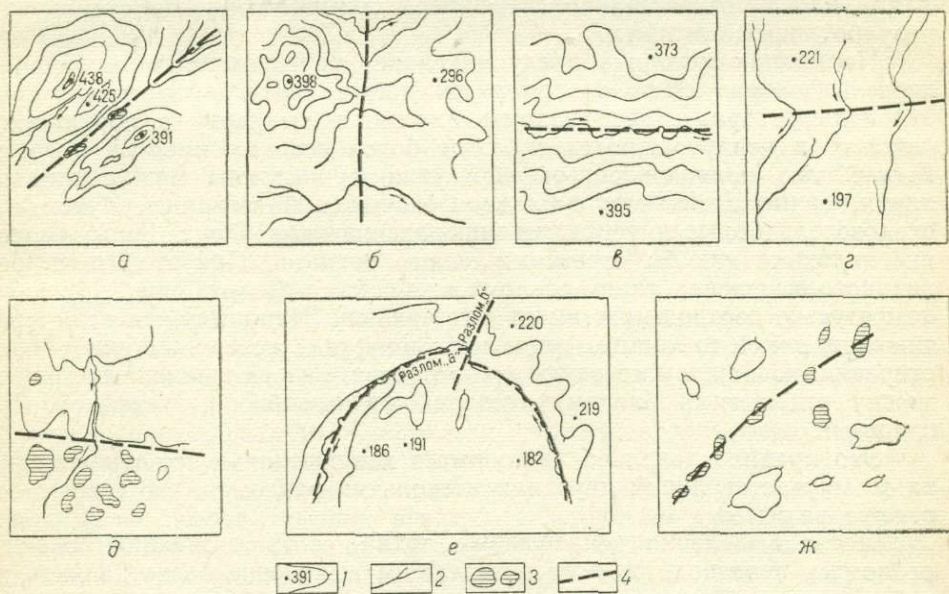


Рис. 7. Оконтуривание блоков тектонического рельефа в районах с небольшой относительной разницей высот отдельных участков местности.

1 — горизонтали, бергштрихи и абс. отметки; 2 — русла рек и ручьев; 3 — озера; 4 — рельефообразующий разлом, проведенный на основании: а — конфигурации горизонталей; б — различия форм рельефа и изгибов русел рек; в — реликтов ступенчатого строения; г — совокупности колччатых изгибов рек, приуроченности их к одной линии; д — ландшафтных особенностей; е — долины реки со специфичными очертаниями; ж — линейно вытянутой цепочки озер

тонического рельефа игнорируются (они будут в дальнейшем интересны при поисках осадочных и россыпных месторождений), и всей поверхности блока условно приписывается отметка наивысшего в его пределах участка. Иными словами, восстанавливаются (может быть даже несколько утрированно) первичные тектонические формы рельефа.

Выделение рельефообразующих разломов. В итоге выделения и оконтуривания блоков карта будет разделена на большое количество участков разной формы, разных размеров и разной абс. высоты. Размещение границ между блоками и разница гипсометрических уровней между соседними блоками являются фактической основой для реконструкции линий рельефообразующих разломов, а также установления знака перемещения и амплитуды для каждого из них.

Возможность этого обеспечена тем, что разновысотная блоковая мозаика является следствием наложения сводово-глыбовых и глыбовых перемещений. А по следствию, как известно, можно определить и его причину.

Задача была бы неразрешима, если бы она практически не являлась моновариантной*, вследствие большого количества величин, которые должны быть увязаны (задачу можно представить в виде ряда уравнений, при этом число уравнений равно количеству блоков; число неизвестных равно количеству разломов; в каждое уравнение входит разное количество неизвестных, причем сочетания последних различны). Обычно на планшете выделяется около 50—80 блоков и высота каждого из них является проверкой правильности дешифрирования сети разломов. А так как каждый разлом влиял на высоту не одного, а целой группы блоков, а блоковые группировки были изменчивы, то ошибочные представления на той или иной стадии анализа выявляются как невязка между фактической и расчетной разницей высот соседних блоков. Вероятно, здесь для расчета весьма целесообразно применить машинную обработку данных, но так как для последней необходимо ввести в машину информацию, характеризующую пространственное расположение блоков относительно друг друга, для этого нужен специально разработанный алгоритм.

Настоящая методика предусматривает определение характеристики рельефообразующих разломов логически, картографическим путем.

Рельфообразующие разломы наносятся на карту в порядке их четкости и ненарушенности, т. е. от более поздних к более ранним. К наиболее молодым рельефообразующим разломам можно отнести линии, прямолинейные или плавноизогнутые, образованные путем последовательного соединения границ, разделяющих блоки. Ведь последние являются как бы отрезками одного разлома. При этом для правильного выделения линии разлома необходимо следить, чтобы на каждом отрезке соотношения высот сохранялись. Например, на всем протяжении какой-то линии, имеющей, допустим, северо-восточное простирание, на каждом ее отрезке (последовательно соединенных границ между отдельными блоками) северо-западные блоки оказались опущенными.

Это правило довольно часто имеет исключения — при совмещении на этом участке линий двух или нескольких разломов, что меняет соотношение высот.

После выделения непрерывных линий, соответствующих поздним разломам, производится последовательное выявление более ранних линий разломов. Делается это по тем же принципам. Отличие заключается в том, что данные линии будут разорваны и смещены при пересечении их первыми линиями. Таким образом выделяются все более и более

* Более уверенно об этом можно говорить, если осуществить анализ с помощью ЭВМ.

ранние разломы. Наиболее ранние из них могут быть разделены на 5—6 и более отрезков.

В зависимости от тектонической активности того или другого участка в течение формирования тектонического рельефа блоки, находящиеся в его пределах, могут разделяться одной, двумя, тремя или (реже) большим количеством тектонических линий, активизация которых произошла в разное время. Достоверность каждого нарушения определяется не только четкостью прослеженной линии, но и выдержанностью разницы высот на ее отдельных отрезках.

После того как все блоки будут оконтурены линиями разломов, предварительное нанесение сети разломов заканчивается и начинается ее проверка. Проверка производится по тем участкам, где выделенные блоки разделяются двумя или большим количеством разломов (разница высот на тех участках, где проходит один разлом, уже использовалась ранее, при реконструкции сети разломов). Суммарная амплитуда совмещенных разломов должна соответствовать фактической разнице абс. отметок, граничащих по ним блоков. Если это нарушается, то какой-то из рассматриваемых разломов нанесен неверно, и «проявленная» сеть разломов на данном участке тщательно проверяется. На это не следует жалеть времени, так как в дальнейшем, при анализе геологических данных с позиций блоковых структур, это может привести к неправильным выводам или, что лучше, проведенная реконструкция не сможет быть использована.

После устранения ошибок (которые на ранней стадии анализа почти неизбежны) более точно определяется амплитуда каждого из разломов по разнице высот всех соответствующих граничных блоков. Если величина амплитуды значительно колеблется, что вероятнее всего может быть следствием наложившейся эрозии, за амплитуду рассматриваемого разлома принимается величина, отвечающая наибольшей из частных значений амплитуд (считая, что ее уменьшение на других участках вызвано денудацией и переотложением). Если частные амплитуды более или менее близки, за истинное ее значение можно принять среднюю величину.

Затем делается проверка на тех участках, где совмещены три и более разломов. Если на каком-то участке выявляется несоответствие расчетных и фактических высот, то корректировка отдельных разломов производится до тех пор, пока все высоты, имеющиеся на карте, не будут более или менее увязаны. Конечно, полная увязка невозможна, так как часть перемещений может оказаться невыявленной, а также в связи с погрешностями определения амплитуд и недостаточной возможностью абстрагироваться от результатов эрозионных процессов.

Даже при самом тщательном анализе могут (и должны!) сохраниться отдельные блоки, высота которых дисгармонирует с выявленной сетью разломов. Это или реликтовые возвышенности и впадины или, наоборот, отражение неотектонических подвижек. Каждый раз этот вопрос решается путем логической интерпретации имеющихся данных. Все выявленные разломы проводятся на карте различными линиями и нумеруются (лучше от ранних к поздним).

Вероятно в виде самых ранних разломов фиксируются уже не отдельные рельефообразующие разломы как таковые, а наиболее древние формы рельефа, образованные в результате нескольких ранних перемещений. Поэтому контуры перемещенных по ним площадей могут быть более прихотливыми, чем для других разломов, и разница высот менее постоянна.

Определение знака перемещения. Существующая разница высот блоков, расположенных по одну и другую стороны от разлома, может быть следствием как опускания одного бока, так и воздымания другого бока разлома. Для истории развития морфоструктур и составления карт

палеорельефа это очень важно установить. Определить знак перемещения некоторых разломов, хотя бы предварительно, можно по конфигурации линии разлома. Так, если два параллельных или субсимметрично расходящихся разлома являются зеркальными по отношению друг к другу, то можно предположить, что они оконтуривают грабен или горст, т. е. что перемещение испытала внутренняя группировка блоков, заключенных между двумя ветвями одного разлома. Точно также, если разлом имеет тенденцию к замыканию или замыкает какой-то участок, логичнее предположить, что подвижными были блоки, находящиеся в замкнутом контуре, а не их окружение. Определить, какой бок разлома был тектонически активным при линейной вытянутости разлома путем логических выводов невозможно. В этих случаях рекомендуется следующий прием.

Нужно выбрать наиболее стабильный блок, который или не перемещался, или перемещался реже других блоков по уже дешифрированным разломам с известными амплитудой и знаком перемещения. Высота этого блока с соответствующей поправкой, если он по каким-либо разломам перемещался, принимается за фоновую высоту. Под последней в данном случае понимается средняя абсолютная высота современной поверхности, гипсометрический уровень которой соответствует среднему высотному уровню поверхности до начала рельефообразующих движений. Эта оговорка делается потому, что весь район как единое целое мог быть приподнятым или опущенным, а такого рода движения не могут быть установлены данным методом, без привлечения геологических данных, так как он основан на разнице высот.

После установления значения фоновой высоты знак перемещения (или, иными словами, определение тектонически активного бока разлома) вычисляется просто. Для каждого разлома берется два граничных блока, расположенных по одну и другую стороны от линии разлома. Для этой цели берутся блоки, разделенные лишь одним (дешифрируемым) разломом. Если такие блоки отсутствуют, можно взять пару блоков, разделенных двумя или тремя линиями разломов. Но в этом случае нужно, чтобы для всех разломов, кроме дешифрируемого, амплитуда и знак перемещения были установлены.

Далее составляются два уравнения, по одному для каждого блока. Одно уравнение будет характеризовать перемещение одного бока разлома, другое противоположного.

Уравнения имеют такой вид:

$$H_{\text{бл}} = h_{\text{ф}} + h_1 + h_2 + \dots + h_n + y,$$

$$H_{\text{бл}} = h_{\text{ф}} + h_1 + h_2 + \dots + h_n + x,$$

где $H_{\text{бл}}$ — абс. отметка условной поверхности блока в м; $h_{\text{ф}}$ — фоновая высота в м; h_1, h_2, \dots, h_n — амплитуда перемещения данного блока по уже установленным разломам; y — величина перемещения одного бока дешифрируемого разлома; x — перемещение другого бока этого же разлома.

При этом должны учитываться не только разломы, проходящие непосредственно между этими двумя блоками, но и разломы, расположенные в удалении, по которым оба блока перемещались вместе, как единое целое. Величина амплитуды таких разломов должна с соответствующим знаком входить в оба уравнения.

Как заведомо известное нужно принять, что по любому выявленному разлому перемещался один бок. Второй оставался стабильным. Поэтому если уравнения составлены правильно (т. е. входящие в них амплитуды и знаки перемещения определены верно), то x или y должен быть равен нулю. Естественно, что ноль как таковой может быть получен только случайно, так как такая точность будет за пределами

метода. К нулю следует приравнивать величины, не превышающие половины значения принятой ранее минимальной разницы высот. Такой ответ будет означать, что данный бок разлома был стабильным, а тектонические движения происходили по другому боку. Полученное значение второго неизвестного (x или y) и будет равняться амплитуде, уже с соответствующим знаком: плюс (воздымание) или минус (опускание).

Если ни в одной из такой пары уравнений искомая величина не будет равна нулю, это будет означать, что какое-то перемещение, возможно захватившее даже оба бока разлома, не учтено. Например, $x = +150$ м, а $y = +400$ м. Зная, что одна из этих величин равна нулю (ведь по разлому перемещается только один бок), можно в этом случае принять, что $x = 0$, но уменьшить на ту же величину (150 м) и y , приравняв его к $+250$ м ($400 - 150$) и считать, что по данному разлому произошло воздымание на 250 м.

Правильность полученного значения легко проверить — ведь амплитуда перемещения нам уже известна, она была выявлена при расшифровке размещения разломов. Решение уравнения преследовало лишь цель определить знак перемещения. И если величины амплитуды (установленная ранее и вычисленная при решении уравнения) совпадут, то все сделано правильно. Если же эти данные не совпадут, от этой пары блоков при дешифрировании следует отказаться.

На карте, для удобства восприятия и с целью дополнительной информации, цифровое значение амплитуды с соответствующим знаком целесообразнее проставлять на стороне перемещенного бока.

Составление проверочного профиля. В качестве окончательной проверки рекомендуется сопоставление профилей поверхности — фактического, отражающего современный рельеф (дневной поверхности, если мощность наносов незначительна, и фундамента, если последняя велика), и построенного по расчетам. Для того чтобы соотношение высот блоков было отчетливо, вертикальный масштаб должен быть значительно крупнее горизонтального. Рационально, чтобы 0,5—1 см соответствовали бы принятой выше минимальной разнице высот. Горизонтальный масштаб должен быть равен масштабу карты.

Фактический профиль составляется следующим образом: на линию профиля переносятся границы блоков, затем вверх от условного уровня (лучше уровня моря) в заданном масштабе откладывается высота каждого блока (имеется в виду условный гипсометрический уровень, принятый выше за высоту, на которую этот блок был приподнят в результате тектонических рельефообразующих перемещений, иными словами, наивысшая в пределах данного блока абс. отметка). На уровне этой высоты проводится горизонтальная линия, длина которой должна соответствовать протяженности блока на данной линии профиля. Последняя будет, таким образом, ступенчатой, утрированно подчеркивающей тектоническую составляющую рельефа поверхности.

При составлении расчетного профиля за исходную поверхность берется уровень фоновой высоты. От этого уровня откладывается сперва амплитуда перемещения по наиболее раннему из установленных разломов, со знаком «+» вверх, со знаком «-» вниз. Условной линией, принятой для этого разлома на карте, проводится контур профиля поверхности, возникшей в результате перемещения по данному разлому. В пределах блоков, не захваченных данным движением, высота поверхности совместится с фоновой. От полученного таким образом уровня откладывается амплитуда следующего по возрасту перемещения, изменяется высота соответствующих блоков, проводится новая линия профиля. Эта процедура повторяется, пока не будут учтены все установленные тектонические движения, в результате которых был сформирован современный тектонический рельеф.

При составлении профиля должны учитываться не только разломы, пересекающие линию данного разреза, но и удаленные от нее, те из них, по которым этот участок перемещался. Линия профиля после учета такого разлома сохранит прежний рисунок, но займет иной гипсометрический уровень.

Поверхность, полученная после учета всех выявленных перемещений, в том числе и самого позднего, будет представлять собой расчетный профиль, отражающий характер современного тектонического рельефа на данном участке. Особенности рельефа, обусловленные процессами денудации, сколь бы длительными и интенсивными они ни были, на таком профиле не отражены.

Если полученные фактический и расчетный профили будут совпадать или разница для всех блоков будет примерно постоянна, дешифровка сети разломов произведена верно, и ее можно использовать как для геоморфологических, так и для геологических построений при решении каких-либо теоретических или практических задач.

Систематическая ошибка может быть вызвана или неточно определенной высотой фоновой поверхности (а сделать это точно очень трудно) или тем, что какое-то перемещение осталось нераскрытым. Но если в резком несоответствии будут находиться высоты какого-либо одного блока, этот участок нужно пересмотреть и прокорректировать расположение пересекающих его разломов тем же способом, как указывалось выше.

Итак, после окончания работы с топографической картой, до привлечения любых геологических данных, должны быть установлены: расположение рельефообразующих разломов, их возрастная последовательность (установленная на основании характера их пересечений), а также амплитуда и знак перемещения для каждого из них.

Выявленные таким путем данные представляют интерес и сами по себе, так как они реконструируют ход процесса тектонического рельефообразования. Кроме того, по ним можно получить представление о блоковых структурах фундамента, подчеркнутых теми разломами, которые во время этого процесса неоднократно подновлялись, а следовательно, относятся к категории глубинных, длительно живущих. Без дополнительной интерпретации их можно использовать для поисков скрытых россыпей, образование которых происходило одновременно с формированием рельефа. Наибольшее значение выявление блоковых структур фундамента имеет для понимания некоторых вопросов геологического развития, связанных прямо или косвенно с развитием глубинных разломов.

Определение возраста рельефообразующих разломов. Возраст рельефообразующих разломов может быть определен на основании сопоставления их конфигурации с пространственным размещением отложений, ориентировочно синхронных процессу формирования тектонического рельефа. Обычно это позднемезозойские, третичные и более молодые отложения.

Выше уже упоминалось, что становление тектонического рельефа является длительным процессом. Поэтому одновременно с тектоническими подвижками происходили также денудация и аккумуляция. Естественно, что ареалы аккумуляции в таких областях должны были контролироваться размещением опускающихся участков. Мощность этих отложений, а также их фациальная принадлежность зависели от интенсивности опускания и контрастности окружающих форм рельефа, поскольку последняя определяла скорость эрозии.

Пространственное совмещение конфигурации разлома и области развития осадков какой-либо свиты позволяет с большой долей уверенности считать их субсинхронными. Если один разлом контролировал ареалы седиментации двух или более свит, то можно предположить, что

опускание по этому разлому происходило неоднократно. Иногда можно датировать и процесс (этап) воздымания. Прямым его признаком будет наличие шлейфа грубообломочных отложений, окаймляющих с внешней стороны приподнятую по разлому площадь. Косвенно возраст воздымания можно определить в том случае, если оконтуривающий этот участок разлом очерчивает площадь, выведенную в какой-то период из области аккумуляции.

Нижний возрастной предел выявленного рельефообразующего перемещения можно установить в том случае, если по разные стороны от него на различных гипсометрических уровнях залегают разновозрастные, фациально близкие отложения.

Таким образом, сопоставив размещение рельефообразующих разломов и распространение соответствующих им по возрасту осадков, можно получить данные о геологическом возрасте разломов. Обычно это удается только для какой-то части разломов. Но так как относительная возрастная последовательность этих нарушений определена морфологическим путем, возраст остальных разломов (если отсутствуют прямые геологические данные) устанавливается косвенно, на том основании, что они попадают в «возрастную вилку» между двумя разломами известного возраста. В результате все выявленные разломы можно подразделить на несколько возрастных групп.

Если отложения, синхронные тектоническому рельефообразованию, отсутствуют, мало распространены или неизучены, может быть определен возраст лишь единичных разломов. В случае невозможности получить сведения о геологическом возрасте разломов, их можно разделить на несколько естественно обособляющихся относительных возрастных группировок, исходя из каких-либо геологических предпосылок. Обычно это возможно, так как этапы подъемов и погружений закономерно чередуются.

Составление схем палеорельефа. Для решения некоторых геологических задач полезно знать формы поверхности палеорельефа (например, при поисках руд осадочного происхождения или связанных с корой выветривания позднемезозойского или третичного возраста). Зная весь последовательный ряд рельефообразующих перемещений можно восстановить характер рельефа, существовавший на любом этапе его формирования.

Схемы палеорельефа составляются от более ранних этапов становления рельефа к более поздним. Количество карт может быть различным, в зависимости от поставленных задач. Например, можно составить карты на конец каждого века эпохи рельефообразования или объединить, допустим, карты апта и альба. В последнем случае доаптские, аптские и альбские разломы показываются на одной карте, а отраженный на ней рельеф будет соответствовать концу альба. В случае если возраст разломов не определен, можно составить серию карт, показывающих изменение рельефа в результате последовательного ряда перемещений, но это очень громоздко. Лучше разломы объединить в несколько естественно обособляющихся более ранних и более поздних групп.

При составлении карты рельефа поверхности для наиболее раннего из рассматриваемых периодов времени условно принимается, что вся поверхность изучаемой территории до начала рельефообразующих перемещений имела примерно одинаковую высоту (ту, что была выше названа «фоновой») с отдельными реликтовыми возвышенностями и впадинами. Размещение последних известно в результате дешифровки данных топографических карт. На эту основу последовательно должны накладываться все перемещения (от более ранних к более поздним), относящиеся к отрезку времени, характеризующему карту. Данная схема, помимо ее прямого использования для цели, ради которой она составлялась, будет служить основой для составления следующей схемы

палеорельефа, отражающей поверхность более позднего периода. При составлении последней перемещения соответствующего возраста накладываются уже не на фоновую поверхность, а на схему рельефа предыдущего периода.

Рис. 8 и табл. 1 схематически поясняют этот прием.

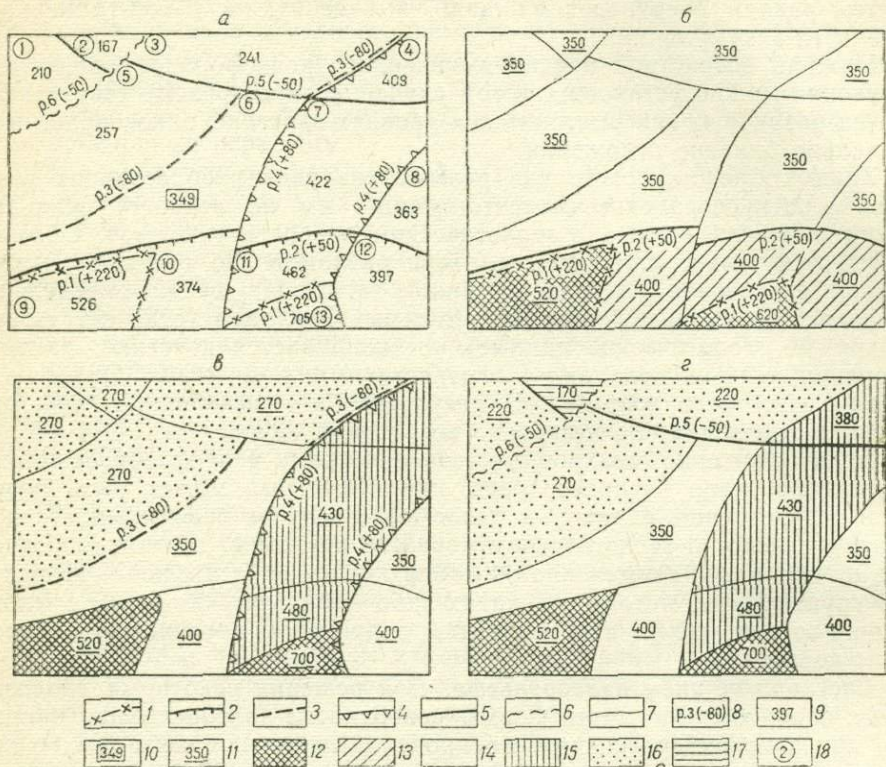


Рис. 8. Стадии (а—г) составления карт палеорельефа.

1—6 — рельефообразующие разломы; 7 — линия разлома, тектонически пассивного в рассматриваемую стадию рельефообразования; 8 — номер разлома, амплитуда и знак перемещения (проставляется на стороне перемещенного бока разлома); 9 — современный гипсометрический уровень поверхности блока; 10 — уровень «фоновой» поверхности; 11 — уровень поверхности блока на данной стадии рельефообразования; 12 — низкоегорье; 13 — повышенная часть денудационной равнины; 14 — денудационная равнина; 15 — невысокая гряда в пределах денудационной равнины; 16 — аккумулятивная равнина; 17 — низины в пределах аккумулятивной равнины; 18 — номер блока

На рис. 8, а нанесены установленные рельефообразующие разломы и показаны знак и величина амплитуды каждого из них. Каждый выделенный блок индексирован абс. отметками современного рельефа. Как было выявлено в результате морфометрического анализа, поверхность этого условного района представляла до начала рельефообразующих движений плоскую равнину с одной останцово-впадиной (блок 9). В результате подвижек по разломам 1 и 2 рельеф местности существенно изменился: на юге участка возникла гряда столовых гор, обрамленная предгорным уступом (рис. 8, б). Последующие перемещения по разломам 3 и 4 привели к тому, что северо-западная часть района значительно понизилась, а в его восточной половине, благодаря горстовому поднятию, образовалась узкая гряда гор. Таким образом можно предположить, что в эту эпоху существовали: столовая, возможно уже немного расчлененная, возвышенность вдоль южной границы, молодая гряда невысоких гор северо-восточного простираения, денудационная равнина, расположенная на двух уровнях (400 и 350 м), а также плоская аккумулятивная равнина, расположенная примерно на высоте 270 м (рис. 8, в). В результате опусканий по разломам 5 и 6 рельеф участка

Расчет последовательного изменения высот блоков, в м

№ блока	Фоновая высота	Амплитуда разлома 1	Амплитуда разлома 2	Высота блока после перемещения по разлому 2	Амплитуда разлома 3	Амплитуда разлома 4	Высота блока после перемещения по разлому 4	Амплитуда разлома 5	Амплитуда разлома 6	Расчетная высота блока	Современная высота блока
1	350	—	—	350	—80	—	270	—	—50	220	210
2	350	—	—	350	—80	—	270	—50	—50	170	167
3	350	—	—	350	—80	—	270	—50	—	220	241
4	350	—	—	350	—	—80	430	—50	—	380	409
5	350	—	—	350	—80	—	270	—	—	270	247
6	350	—	—	350	—	—	350	—	—	350	349
7	350	—	—	350	—	—80	430	—	—	430	422
8	350	—	—	350	—	—	350	—	—	350	363
9	250	+220	+50	520	—	—	520	—	—	520	526
10	350	—	+50	400	—	—	400	—	—	400	374
11	350	—	+50	400	—	+80	480	—	—	480	462
12	350	—	+50	400	—	—	400	—	—	400	397
13	350	+220	+50	620	—	+80	700	—	—	700	705

Прочерк означает, что блок по данному разлому не перемещался.

кардинально не изменился, лишь в пределах аккумулятивной равнины было сформировано три уровня поверхности. При этом на нижнем (170 м), вероятно, размещались болота (рис. 8, г).

Следует заметить, что выделенные участки аккумулятивных равнин будут более надежно характеризоваться как область аккумуляции, если на этих площадях в настоящее время будут установлены осадки соответствующего возраста.

Реконструированный таким образом рельеф имеет резко выраженный ступенчатый облик, так как при его построении не учитывалась величина денудационного среза выступов и заполнение впадин осадками.

Восстановить графически ход формирования тектонического рельефа можно также с помощью составления последовательного ряда профилей, показывающих изменение рельефа после каждого перемещения. Ниже, при рассмотрении конкретных регионов, применены оба приема.

Складчатые области

Процесс формирования тектонического рельефа складчатых областей рассмотрен на примере одного из районов Яно-Колымской складчатой области. Как геологическое, так и геоморфологическое строение этой области отличаются сложностью. Последнее объясняется тем, что здесь происходит стык крупных и отличных друг от друга тектонических структур: Колымского срединного массива, Охотского остаточного массива, Яно-Колымского складчатого пояса и Охотско-Чаунского вулканического пояса. Изучаемая территория характеризуется молодым, позднеальпийским рельефом с резко выраженными водораздельными поверхностями, местами платообразными, резким превышением одного участка над другим. Сохранились даже тектонические уступы на склонах возвышенностей, которые обычно уничтожаются эрозией в первую очередь. Таким образом, для проведения морфометрического анализа блоковых

структур по данным топографических карт здесь существуют оптимальные условия. Анализ проводился на картах мелкого масштаба, без использования аэроснимков, геологических данных и геофизических материалов (в целях обеспечения так называемой чистоты эксперимента).

Выделение блоков тектонического рельефа. Как показывает опыт, для успешного морфометрического анализа размеры выделенных блоков на карте любого масштаба в среднем должны составлять 100—300 см². Если они будут меньше — трудно восстановить истинный характер блоковых структур, больше — этот анализ будет недостаточно детальным для исследования в данном масштабе. С учетом этого, а также общего размаха гипсометрического уровня вершинных поверхностей за минимальную разницу высот, достаточную для отнесения соседних участков к разным блокам тектонического рельефа, было принято 200 м. Размеры наименьшего выявленного блока оказались равными 15 см², самого крупного — около 180 см²; наибольшее количество блоков характеризуется площадью около 100 см². Фактическая разница отметок соседних блоков часто была значительно больше.

Естественно, такую большую и хорошо уловимую разницу высот можно было принять не только в связи с мелким масштабом исследований, но и благодаря молодости рельефа и его резким формам. Если бы формы рельефа были уже сnivelированы денудационными процессами или были бы недостаточно контрастны, принятую минимальную разницу высот пришлось бы уменьшить.

Непосредственно на топографической карте разными знаками отмечались высотные отметки, принадлежащие различным гипсометрическим уровням. Количество выделяемых уровней было велико, так как разница высот на исследуемой площади очень большая — от 842 м до 3218 м (абс. отметки условные). Всего выделено 12 уровней: >3200, 3200—3000, 3000—2800, 2800—2600 м и т. д. Рассматривать сразу всю карту оказалось практически невозможно: 12 типов точек, разбросанных на первый взгляд бессистемно. Поэтому работа проводилась постепенно, участок за участком, с тем чтобы на каждом из них было не более двух — четырех типов высотных знаков, характеризующих различные гипсометрические уровни.

При выделении опорных высот во внимание принимались не все абс. отметки, а лишь те из них, которые относились к водоразделам, отчетливо выраженным горизонтальным участкам (ступеням) на склонах гор или пониженным выровненным участкам. Высотные отметки, приуроченные к горным склонам или долинам рек, не учитывались, так как уровень этих участков определяется не только происшедшими когда-то блоковыми движениями, но и наложившейся на них эрозией.

За единый блок тектонического рельефа были приняты те участки площади, в пределах которых разница выделенных опорных высот не превышала 200 м и все они находились в пределах одной принятой градации. Реконструкция тектонических линий, оконтуривающих каждый блок, проводилась в соответствии с характерными чертами рельефа на данном участке. Так, например, если рассматривались границы блока, расположенного на водораздельной поверхности, они совмещались с нижними частями склонов, прилегающих к данному участку водораздела. Очень часто эти границы совпадали с долинами рек, в связи с чем окончательное оконтуривание блоков корректировалось в ряде мест речной сетью. Если оба борта речной долины находились в пределах одной гипсометрической градации высотных уровней, они объединялись в один блок. Вполне возможно, что и здесь речная долина совмещена с тектоническим нарушением, но меньшего масштаба, чем те, которые мы поставили задачей выявить.

Блоки, расположенные в пределах горной ступени, приуроченной к склону, оконтуривались следующим образом: от более высокого блока

они отделялись линией, проходящей по краю горизонтальной (или более или менее выравненной) площадки; с других сторон они, как и водораздельные блоки, ограничивались по нижним частям прилегающих к ним склонов. Границы блоков, расположенных в одной горной гряде и возникших в результате перемещений по поперечным разломам, проводились в месте сочленения склона расположенного выше блока и наиболее плоской части нижележащего.

Площадь, занятая пониженными блоками, располагающимися на равнинных участках территории, выявлялась как остаточная после выделения блоков, размещающихся на возвышенных участках. Границы между соседними равнинными блоками определялись тем же приемом, что и границы возвышенных блоков, но здесь меньшее значение имела корректировка границ положением речных долин. Выделение блоков производилось последовательно от более высоких к более низким. Контуры блоков по-возможности выпрямлялись, исходя из того что фестончатость горных склонов и извилистость рек, протекающих по тектоническим линиям, является обычно следствием наложившейся эрозии.

Полученная сеть блоков (для удобства проведения дальнейшей работы) была перекопирована с топографической карты на восковку. На этой восковке каждый блок индексировался максимальной из находящихся в его пределах высотной отметкой, считая, что меньшая высота остальной поверхности этого блока обусловлена действием эрозионных процессов. Уже на этом основании можно составить схему размещения разновысотных блоков, дающую представление об основных морфоструктурах района исследования (рис. 9).

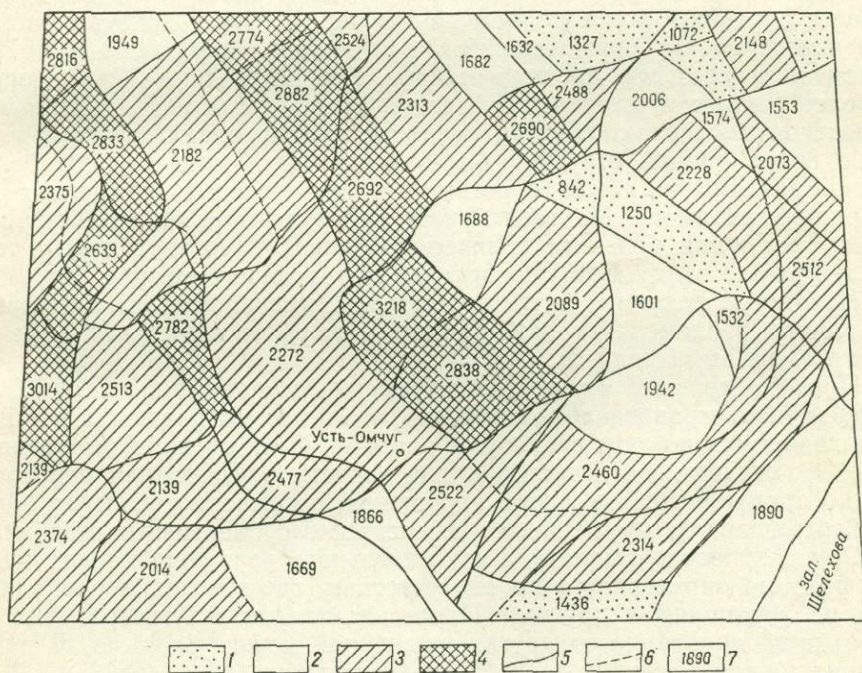


Рис. 9. Схема размещения разновысотных блоков (высоты условные) в районе Яно-Колымской складчатой области.
(площадь рассматриваемой территории 415×625 км)

1 — участки с высотой менее 1500 м; 2 — то же, с высотой 1500—2000 м; 3 — то же, с высотой 2000—2500 м; 4 — то же, с высотой более 2500 м; 5 — границы между блоками; 6 — то же, предполагаемые; 7 — наибольшая абс. отметка в пределах данного блока тектонического рельефа

Так, стало очевидным, что возвышенность, имеющая горстоподобный облик, слагаемая цепочкой блоков с отметками 2774, 2882, 2692, 3218 и 2838 м, не является горстом по своему генезису. Неравенство перепадов высот по одну и другую стороны этой возвышенности противоречит этому предположению. Более правдоподобно, что гряда образовалась в результате нескольких воздыманий и опусканий по разломам, имеющим эллипсоидную форму. Но лежащая к западу от нее межгорная впадина возможно является грабеном, так как оба ее борта подняты относительно днища на одинаковую высоту. Для решения генезиса отдельных форм рельефа необходимо произвести реконструкцию расположения и характера рельефообразующих перемещений.

Реконструкция рельефообразующих разломов. Первыми выделялись позднейшие разломы. Несмотря на несколько хаотичное размещение блоков, при внимательном рассмотрении видно, что местами их граничные линии сливаются в одну общую, прямолинейную или плавно закругленную. Такой линией на данном планшете является линия, отделяющая его южную часть от центральной и проходящая в субширотном направлении. На схеме размещения рельефообразующих перемещений и их последовательности (рис. 10) эта линия обозначена как разлом 13 (знак 2). Следующая линия с наименьшим нарушением сплошности (перемещенная лишь по разлому 13) имеет северо-восточное простирание. Ею ограничиваются участки с преобладанием высот с отметками 2000—2500 м, расположенные вдоль восточного края площади. Разлом этот более ранний, чем предыдущий, но более поздний, чем все другие, и поскольку нумерация разломов произведена от более ранних к более поздним, этот разлом считается 12-м.

Подобная расшифровка положения линий рельефообразующих разломов (как поднятий, так и опусканий) производилась последовательно от более поздних к более ранним до тех пор, пока все контуры блоков не вошли в состав прямолинейных или плавно закругленных линий, проходящих через всю площадь района. При этом линии, отвечающие наиболее ранним движениям, оказались смещенными и разорванными. Возрастная последовательность разломов устанавливалась по пересечению более ранних структур более поздними. Выявлено, что более поздние разломы на каких-то участках могут проходить по линиям более ранних разломов. На таких участках границы блоков оконтурены двумя, тремя или большим количеством линий в соответствии с тем, сколько раз по этому месту происходили нарушения (см. рис. 10).

Некоторые разломы, почти полностью совмещенные с линиями более ранних разломов, на данной стадии морфометрического анализа оказались не выявленными.

При определении амплитуды перемещения принималось одно, не всегда верное, ограничение — считалось, что в момент движения все блоки, находящиеся по одну сторону от разлома, были смещены как единое целое. Это отчасти не отвечает действительности (так как край, непосредственно примыкающий к линии нарушения, несомненно, испытал большие перемещения), но уменьшает возможность субъективных ошибок.

Ориентировочно амплитуда относительного перемещения для каждого разлома определялись по тем участкам, где эта линия проходила одна, не совмещаясь с другими. Например, западная ветвь разлома 10 проходит изолированно от других нарушений между блоками 13 и 14. Разница между высотами этих блоков составляет 651 м (2833—2182=651). Брать для расчета блоки 1 и 2, несмотря на то что и там этот разлом одиночен, менее надежно, так как краевые зоны реставрируются хуже. Относительная амплитуда для его восточной ветви определялась по различию отметок блоков 14 и 15. Здесь она равна 700 м. Размер амплитуд обеих ветвей нарушения очень близок (при зеркальном соотношении бортов) — не превышает одной четверти принятой минималь-

ной разницы высот. Ориентировочно принято, что величина перемещения по данному разлому составляла 700 м, так как логичнее предположить, что максимальное из выявленных значений ближе отвечает истинной амплитуде. Пренебречь этим правилом можно только в том случае, если какое-то меньшее значение повторяется, характеризуя гипсометрические уровни нескольких пар блоков, контактирующих вдоль одного разлома.

Рельефообразующий разлом 8 проходит один между блоками 15 и 16, разница высот которых равна 214 м, из чего можно заключить, что

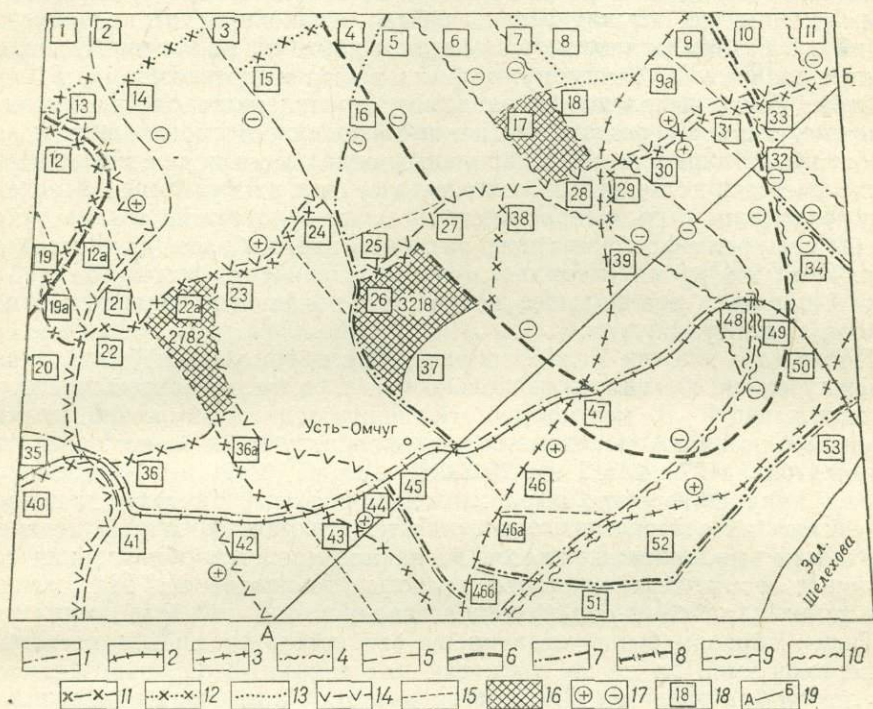


Рис. 10. Схема размещения рельефообразующих движений и их последовательность в районе Яно-Кольмской складчатой области.

1 — разлом 14, опускание на 450 м; 2 — разлом 13, подъем на 150 м; 3 — разлом 12, подъем на 150 м; 4 — разлом 11, опускание на 500 м; 5 — разлом 10, опускание на 700 м; 6 — разлом 9, опускание на 650 м; 7 — разлом 8, опускание на 200 м; 8 — разлом 7, подъем на 600 м; 9 — разлом 6, опускание на 900 м; 10 — разлом 5, опускание на 400 м; 11 — разлом 4, подъем на 400 м; 12 — разлом 3, опускание на 200 м; 13 — разлом 2, опускание на 400 м; 14 — разлом 1, подъем на 300 м; 15 — разломы, предполагаемые по геоморфологическим данным; 16 — предполагаемые реликтовые возвышенности на древней поверхности выравнивания; 17 — направление перемещения (знак проставляется на стороне тектонически активного бока разлома); 18 — номер блока; 19 — линия профиля (см. рис. 12)

амплитуда перемещения по данному разлому составляет около 200 м (такое значение как 214 м будет неоправданно детальным, учитывая точность метода). Линии нарушений 8 и 10 совмещаются на границе блоков с отметками 2272 м (блок 23) и 2838 м (блок 37). Разница высот составляет 515 м. Следовательно, амплитуды этих разломов на данном участке частично гасятся. Эти же разломы совмещаются между блоками 44 и 45, разница высот которых достигает: $2522 - 1866 = 556$ м. По постоянству соотношений высот уже на этой стадии анализа можно считать, что местонахождение линий рассматриваемых нарушений в этой части исследуемой площади определено верно. В восточной половине планшета разломы 8 и 10 проходят совмещенно и прослежены по разнице высот между блоками 52—53 и 34—32. Севернее они разобщаются, продолжение разлома 10 улавливается между блоками 30—31 и 9—9а, разница абс. отметок которых близка к 700 м.

Так анализировалось соотношение вдоль линии каждого выявленного рельефообразующего нарушения и, если увязка не получалась, правильность проведения линии пересматривалась. Иногда даже неоднократные проверки не приводили к устранению ошибки. В этом случае приходилось внимательно анализировать характер ошибки, выяснять, не является ли она систематической. Именно это и произошло при сравнении высот блоков 44, 45, 46, 47 и ряда других с высотой окружающих их блоков. Оказалось, что ошибка во всех случаях близка к величине —450 м, т. е. правильнее будет предположить, что эта группа блоков была опущена по разлому, ранее не выявленному. Примененным ранее приемом это опускание нельзя было установить, так как обусловивший его разлом полностью совмещен с другими, по-видимому, более ранними разломами. Таким путем были выявлены разломы 14 и 5.

Всего было выявлено 14 разломов, проявленных одновременно. Возможно, и даже вероятно, что какие-то подвижки происходили и помимо этого, но они или замаскированы последующими перемещениями или же масштаб исследований недостаточен для их выявления. Последние и не должны быть выявлены, так как их присутствие только исказило бы сеть рельефообразующих разломов и, более крупного значения. В то же время очевидно, что при увеличении масштаба работ будет выявляться все большее количество локальных подвижек с небольшой амплитудой.

После того как все рельефообразующие перемещения были увязаны между собой, выявилось несколько участков, резко возвышающихся над окружающей их местностью. Величину этих превышений нельзя объяснить с помощью выявленных рельефообразующих разломов. К ним относятся блоки 22 а (2782 м), 26 (3218 м) и 17 (2691 м). Их изолированность придает им явно выраженный реликтовый характер и позволяет считать их остатками возвышенностей, сохранившихся на древней поверхности выравнивания вплоть до начала образования современных форм тектонического рельефа. Аномальность этих высот была видна и ранее, и они не использовались для подсчета амплитуд.

Таким образом были установлены относительные значения амплитуд перемещений, но не их знак, так как тектонически активным мог быть любой бок разлома. Для многих разломов последний определялся исходя из их конфигурации. Ориентировочно принято (см. рис. 10):

по разлому 14, оконтуривающему клин, опускались блоки 40—47;

по разлому 12, также описывающему клинообразную площадь, опускался вписанный контур — блоки 46, 47, 48, 49 и т. д., вплоть до блока 11;

разлом 10, состоящий из двух ветвей, явно оконтуривающих грабен, опущенный примерно на 700 м;

разлом 9 оконтуривает узкий клиновидной формы грабен, глубоко опущенный (на 650 м);

разлом 8 ограничивает юго-восточное окончание эллипсовидной (судя по изменению радиуса кривизны линии, незначительного в южной части и большого в центральной, где линия разлома почти прямолинейна) площади, вытянутой в северо-западном направлении;

разлом 6 — очертания оконтуренной разломом площади, представляющей узкий клин, позволяют считать, что это очень глубоко опущенный (на 900 м) грабен;

разлом 4 состоит из двух субсимметрично расходящихся ветвей, причем как северная, так и южная ветви уступообразно возвышаются (у северной приподнят южный борт, у южной — северный), образуя горст, приподнятый, примерно на 400 м;

разлом 1 также описывает довольно прихотливый, имеющий тенденцию к замыканию, контур — можно предположить воздымание с амплитудой около 300 м.

Итак, знак перемещения по 8 разломам из 14 был установлен по конфигурации линий. Логическим путем также был определен перемещенный бок для разлома 7. Большая часть возвышенностей имеет высоту около 2600 м. Правомерно предположить, что это является результатом единого горообразовательного движения, а не случайным совпадением. Таким разломом из существующих на карте может быть только разлом 7 — он расположен в крайней западной части площади и по нему мог быть приподнят весь район, практически как одно целое. Амплитуда его достигает 600 м. Для проверки этого предположения был рассмотрен соседний с запада планшет. Большое горообразовательное значение этого нарушения вполне подтвердилось. Более того, было выявлено, что параллельно ему проходит второй разлом, по которому вся исследуемая территория была приподнята еще на 550 м, т. е. по сумме этих разломов район испытал воздымание равное 1150 м.

Определить перемещенный бок у других выявленных разломов, пересекающих территорию на две равные или неравные части, исходя из каких-либо логических предпосылок, нельзя. С этой целью был выбран наиболее стабильный участок, испытавший заведомо наименьшее количество перемещений, во всяком случае по тем разломам, для которых знак амплитуды уже установлен, и его высота условно была приравнена к уровню исходной (фоновой) поверхности. Таким участком является блок 12 у западного края площади, подвергшийся перемещению только один раз — воздыманию на 400 м по разлому 4. Высота этого блока 2375 м, поднят он на 400 м и фоновая высота условно принята равной 1980 м ($2375 - 400 = 1975$ м).

Далее направленность перемещения (иными словами, определение тектонически активного бока) проводилось с помощью простых подсчетов. Для каждого разлома бралось по блоку по одну и другую стороны от него. Выбор блоков определялся тем, чтобы в сумме разграничивающих их тектонических линий лишь один разлом не был расшифрован — тот, для которого будет проведено определение.

Таким путем был установлен характер движения по тектоническим нарушениям 13, 11, 5 и 3.

При выявлении знака амплитуды для разлома 13 опорными явились блок 23 с отметкой 2272 и блок 45 (2522 м). Северный бок разлома (блок 23) был, помимо разлома 13, перемещен по разломам 7, 4, 10, соответственно на +600, +400, —700 м. Южный бок (блок 45) — по разломам: 7 (+600 м), 4 (+400 м), 8 (—200 м) и 14 (—450 м). Исходя из этого можно составить следующие уравнения:

$$\text{для северного бока: } 2272 = h_{\phi} + h_7 + h_4 + h_{10} + y,$$

$$\text{для южного бока: } 2522 = h_{\phi} + h_7 + h_4 + h_8 + h_{14} + x,$$

где 2272 и 2522 высота блоков 23 и 45; h_{ϕ} — средний уровень фоновой поверхности; $h_7, h_4, h_{10}, h_{14}, h_8$ — амплитуды перемещения по соответствующим разломам; y — амплитуда перемещения северного бока по разлому 13; x — перемещение южного бока этого же разлома.

Если уравнения составлены правильно, то или « x » или « y » будет равен нулю (практически при точности метода менее 100 м, иногда чуть больше), так как перемещался лишь один бок разлома. Подставляем в уравнение соответствующие цифровые значения:

$$\text{северный бок: } 2272 = 1980 + 600 + 400 - 700 + y;$$

$$y = 2280 - 2272; y = -8 \text{ (нулю).}$$

$$\text{южный бок: } 2522 = 1980 + 600 + 400 - 200 - 450 + x;$$

$$x = 2522 - 2330; x = +192.$$

Таким образом, по рельефообразующему разлому 13 был приподнят южный бок. Однако амплитуда его была вероятно несколько меньшей, так как разница высот блоков 50 и 34, где это нарушение изолировано от других, равна лишь 100 м. Поэтому принято, что величина перемещения была около 150 м.

Для определения знака амплитуды разлома 5 были взяты блоки 46 (2520 м) и 52 (2314 м), соответственно по северную и южную его сторонам. Подстановка конкретных значений в формулы сделана исходя из того, что северный бок перемещался по разломам: 7 (+600), 4 (+400), 8 (-200), 13 (+150), 14 (-450) и 12 (+150), а южный только по 7, 4, 13 и 5:

$$\begin{aligned} \text{северный бок: } 2520 &= 1980 + 600 + 400 - 200 + 150 - 450 + 150 + y; \\ y &= 2520 - 2630; \quad y = -110 \text{ м.} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{южный бок: } 2314 &= 1980 + 600 + 400 + 150 - 200 + x; \\ x &= 2314 - 2930; \quad x = -616. \end{aligned}$$

Вычисления показывают, что был опущен южный бок, величина перемещения относительно северного бока около 500 м, но большое значение «*y*» сделало необходимым произвести проверку по другим блокам. С этой целью взяты блоки 47 (1942) и 50 (2600):

$$\begin{aligned} \text{северный бок: } 1942 &= 600 + 400 + 150 - 200 - 450 + 200 - 650 + y; \\ y &= 1942 - 2030; \quad y = -88 \text{ (нулю?)}. \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{южный бок: } 2600 &= 1980 + 600 + 400 + 150 + 150 - 200 + x; \\ x &= 2600 - 3080; \quad x = -480. \end{aligned}$$

Оба решения близки. Принято, что по разлому 5 опущен примерно на 500 м южный бок. Таким же приемом было определено направление движений по разломам 11 и 3. Результаты этого отражены на схеме (см. рис. 11). Подсчеты из-за их простоты опущены.

Кроме этих нарушений, выделенных на основании различия гипсометрических уровней поверхности отдельных блоков, видимо есть еще и другие. Так, например, блоки 45 и 46 пересекает линия, которая по геоморфологическим данным (специфическому рисунку гидросети) должна отвечать тектоническому нарушению. Однако соответствующего ему перепада высот здесь нет. Возможно, что это результат неотектонических подвижек с небольшой амплитудой, не улавливаемых при данном масштабе исследований. Может быть также, что произошли компенсирующие друг друга перемещения этой группы блоков. Так или иначе, данным методом этот разлом не дешифрируется. Подобный же разлом проходит между блоками 42 и 43.

В северо-восточной части района, совмещаясь с линией разломов 1 и 4, проходит, видимо, еще одно нарушение, сопровождающееся значительным по амплитуде горизонтальным сдвигом. Об этом можно судить по тому, что по плоскости этого нарушения на большие расстояния перемещены линии пересекаемых им разломов. Более всего это заметно по смещениям разломов 6 и 9, линии которых отчетливо выражены в рельефе. На других участках их отдельные фрагменты разобщены на значительно меньшие расстояния, например, там, где они перемещаются по разломам 13 и 14, причем последний обладает большой амплитудой.

Относительный возраст рельефообразующих перемещений определен на основании характера пересечений — принято, что более ранний разлом смещается по более позднему. Соотношения эти маскируются горизонтальным сдвигом и взаимопересечения разломов на этом участ-

же во внимание не принимались. В некоторых случаях точно определить возрастную последовательность разломов из-за отсутствия характерных пересечений нельзя. Так, неясен возраст разлома 11 и его порядковый номер условен. Он безусловно не является более поздним разломом — слишком на большое расстояние друг от друга отстоят его отрезки, перемещенные по линии горизонтального сдвига. А вот более ранним он вполне может быть. Его амплитуда позволяет соотнести это перемещение по характеру и размаху с разломом 7. Возможно, что и по времени проявления они также близки. Несколько ниже мы вернемся к этому вопросу. Не очень ясно время образования разлома 4. Возрастную последовательность разломов 2 и 3 установить нельзя (на территории данного района), так как они не пересекаются ни между собой, ни одним общим разломом. Несомненно только, судя по значительному разнесу их фрагментов, что это ранние рельефообразующие подвижки. Возрастная последовательность разломов, установленная на основании характера пересечений одного разлома другим, приведена в табл. 2.

Таблица 2

Возрастные соотношения рельефообразующих разломов

№ разлома	Более ранние разломы (перемещенные)	Более поздние разломы (перемещающие)
14	1, 6, 8, 10, 12	—
13	1, 6, 8, 10, 12	—
12	2, 6, 8, 9, 10	13, 14
10	1, 3, 4	12, 13, 14
9	—	13
8	2, 4	13, 14, 9
6	—	13, 14
5	—	13
4	—	8, 10

Прочерк означает отсутствие пересечений данного типа.

Как видно из табл. 2, фактов перемещения одного разлома по другому не всегда достаточно для установления относительного возраста разломов, так как многие из них перемещаются по одним и тем же разломам, а между собой пересечений не дают. Эти данные были пополнены с помощью сравнения величины перемещения их линий по основным перемещающим нарушениям. К ним относятся упомянутая выше линия горизонтального сдвига и субпараллельная ей линия, на которой совмещены нарушения 13 и 14. По первой из них величина смещения

последовательно убывает в таком порядке: 5, 11, 6, 10, 9, 12. По линии 13—14 этот ряд таков: 1, 5, 10 и 8, 6, 9.

Таким образом, общая аргументация для установления возрастной последовательности рельефообразующих разломов сводится к следующему.

Разлом 1 — наиболее ранний, так как разделен на большое количество фрагментов, удаленных друг от друга на большее расстояние, чем отрезки любого другого разлома. Кроме того амплитуда перемещения по нему устанавливается не везде точно, так как маскируется более поздними подвижками.

Разломы 2 и 3 — отнесены к ранним как по фрагментарности линий, так и по величине смещения отдельных отрезков.

Разлом 4 — также ранний, так как характеризуется значительным смещением по разлому 10.

Разлом 5 — по величине смещения по линии 13 явно древнее разлома 6. Прямых указаний на соотношение с разломом 4 нет, однако по четкости проявления и степени фрагментарности ясно, что разлом 4 значительно более ранний.

Разлом 6 — нижний предел возраста ясен (см. выше); верхний — спорен. Судя по размеру смещения, возможно, что он более поздний, чем разломы 8 и 10.

Разлом 7 — на территории этого планшета проходит только незначительной частью, хотя и оказал большое влияние на образование его рельефа. Судя по данным соседнего планшета, он древнее разлома 10.

Разлом 8 — более поздний, чем разлом 5 (по величине смещения по горизонтальному сдвигу), и более ранний, чем разлом 9, так как смещается по нему.

Разлом 9 — нижняя граница возраста ясна; верхняя — определена по величине смещения.

Разлом 10 — возможно, что он более ранний, чем разлом 6, если судить только по величине смещений, однако по выдержанности размера амплитуды перемещения на его отдельных участках этот разлом можно сравнить только с явно поздними разломами, такими, как 12, 13 и 14. Поэтому он и отнесен к более поздним, чем разломы 6, 8, 9.

Разлом 11 — вероятно более ранний и не отвечает своему порядковому номеру. Но он моложе разлома 5, так как они подходят с юга к линии горизонтального сдвига примерно в одном месте, последний даже несколько западнее, а севернее этой линии перемещены в восточном направлении, при этом разлом 5 на значительно большее расстояние, так как этот его отрезок оказался за пределами района.

Разломы 12, 13, 14 — их возрастная последовательность ясна из характера пересечений. Наиболее поздний возраст разлома 14 подтверждается, кроме того, большой выдержанностью амплитуды перемещения для отдельных блоков, перемещенных по нему.

Горизонтальный сдвиг, вероятно, произошел ранее проявления разлома 12, так как последний не перемещается по нему. Вообще об этом нарушении можно судить только по косвенным признакам. Однако, основываясь на резкой разнице величины установленных по нему смещений, следует считать, что это длительно живущий разлом и подвижки по нему происходили неоднократно. Сдвиг происходил в одном направлении — северный бок перемещался к востоку — и величина смещения по более ранним разломам каждый раз возрастала. Линия этого тектонического нарушения уходит за пределы изученной площади, но даже если учесть только имеющиеся данные, подвижки по нему происходили после перемещения по разломам 5, 11, 6 и 10. О величине горизонтального сдвига без специальных полевых наблюдений судить трудно, так как перемещения в плане могут быть обязаны наклону

плоскости сбрасывателя и при вертикальных движениях. Фрагменты разлома 11 в результате ряда перемещений по данному нарушению отстоят друг от друга почти на 50 км, а отрезки разлома 5 даже на большую величину (северный из них уходит за границу района исследования).

Линия сдвига прослеживается и западнее восточной ветви разлома 10, но здесь она, по-видимому, не совмещается с проявленным в рельефе разломом 4, а проходит несколько севернее, что можно предположить по параллельным флексуровидным изгибам нескольких разломов: 4 и 7, огибающих блоки 12 и 19; 4 и 2, на участке, где они разделяют блоки 14 и 23; западной ветви разлома 10, проходящей между блоками 13 и 12 с одной стороны и 14 с другой. При этом амплитуда изгиба соизмерима с расстоянием между фрагментами разобценных вдоль этой линии разломов на востоке.

Сдвиг этот установлен по косвенным данным — он лишь искажает формы тектонического рельефа, возникшие в результате движений по другим рельефообразующим разломам. Благодаря этому нарушению не образовалось разницы гипсометрических уровней отдельных участков. Вопрос о том, может ли один глубинный разлом проявиться в приповерхностных участках земной коры как в виде разрывных, так и в виде пластических деформаций, относится уже к области теории тектогенеза. Отметим только, что в данном случае разрывные дислокации приурочены к площади Колымского срединного массива, а пластические — к области Яно-Колымского складчатого пояса, поэтому представляется вполне вероятным, что эта линия отвечает одному глубинному разлому. Это может найти объяснение в утверждении В. Е. Хаина [55] о том, что глыбовые структуры в полной мере проявляются лишь на тех участках, где на поверхность выступает фундамент, консолидированный метаморфизмом и гранитизацией.

Этот сдвиг можно сопоставить с Северо-Анатолийским разломом, описанным И. Кетиним [61]. Разлом этот, длиной около 1100 км, является правосторонним сдвигом и образует зону нарушения шириной 500—1000 м, вдоль которой установлены раздробленные породы, горячие источники, молодые вулканические конусы. По данным И. Кетина, подвижки по разлому происходили неоднократно — после миоцена, в плиоцене и в четвертичное время (по данным других исследователей, начиная с эоцена). По смещению русел рек он установил, что в четвертичное время сдвиг произошел на 0,8—1 км, а суммарная амплитуда перемещений достигает нескольких десятков километров.

Базируясь на установленной возрастной последовательности, конфигурации и степени фрагментарности выявленных рельефообразующих разломов, их можно объединить в несколько возрастных групп, отвечающих различным этапам формирования тектонического рельефа. Разлом 1 трудно ассоциировать с каким-либо другим, видимо, он характеризует самостоятельный, наиболее ранний этап воздыманий. Разломы 2 и 3 явно относятся к морфоструктуре, расположенной почти целиком севернее изученной площади, и потому рассматриваться не будут. Воздымание по разлому 4 нельзя объединить с последующими перемещениями, и оно также отнесено к самостоятельному этапу. Разломы 5 и 6 на основании сходства конфигурации и четкости проявления отнесены к общему этапу. Вероятно, что к одному этапу относятся перемещения, происшедшие по разломам 7 и 11. После этого произошли опускания по тектоническим нарушениям 8, 9 и 10, очень схожим по своему общему облику, поэтому они с большой долей уверенности объединены в один этап. Последующие разломы характеризуют последний, наиболее поздний этап формирования тектонического рельефа.

Критерием определения геологического возраста процесса формирования тектонического рельефа является то обстоятельство, что учас-

ток, оконтуренный разломом 6, довольно хорошо ограничен на геологической карте по приуроченности к нему нижнечетвертичных отложений. Следовательно, третий из установленных этапов рельефообразования происходил в раннечетвертичное время. Более ранние этапы, судя по тому что соответствующие им формы тектонического рельефа сохранились значительно хуже и более замаскированы эрозийными формами, имеют более ранний возраст.

Разломы 4 и 1, вероятно, не являются разломами как таковыми, а оконтуривают возвышенности, образованные соответственно в неогене и палеогене, сохранившиеся в виде реликтовых форм тектонического рельефа на миоценовой поверхности выравнивания. Это вполне согласуется с прихотливыми очертаниями этих площадей, а также с тем, что амплитуды превышений вдоль этих линий подвержены большим колебаниям. Причем в значительно большей степени оба эти свойства присущи площади, ограниченной разломом 1.

Ю. Н. Трушков [45], рассматривая глубину эрозионного среза и особенности размещения россыпных месторождений Якутии, приходит к выводу, что после нивелировки поверхности в позднем между развитии рельефа происходило следующим образом. В палеогене образовались сводовые поднятия, подвергшиеся впоследствии денудации и эрозии, — формируется миоценовая поверхность выравнивания. В неогеновый этап продолжались формироваться сводовые поднятия, произошло врезание гидросети до глубины 200 м и частичное уничтожение миоценовой поверхности выравнивания, а также формирование новой поверхности выравнивания на более низком гипсометрическом уровне. В четвертичную эпоху произошло поднятие и расчленение раннечетвертичного пенеплена.

Реконструкция процесса формирования тектонического рельефа. Выявленные рельефообразующие разломы резко различаются по степени сохранности генетически связанных с ними форм рельефа. Так, разлом 14 не образует в современном рельефе соответствующей формы, но характеризуется выдержанной амплитудой. Разломы 12 и 13 пересекают площадь всего района и, несмотря на то что амплитуда перемещения не всегда выдерживается в одних пределах, линии этих нарушений прослеживаются непрерывно. Разломы 10, 9, 8 и 6 четко выражены в рельефе, образуют единую морфоструктуру и имеют более или менее постоянную амплитуду перемещения. То же можно сказать и о разломе 7, но он лишь незначительной своей частью проходит по территории района. Наконец, разломы 4 и особенно 1 с трудом могут быть выявлены. Их скорее можно классифицировать как линии, оконтуривающие те участки, где фоновая высота была большей, чем было принято. Но и в этом случае границы участка должны совпадать с линиями глубинных разломов.

Разлом 1 пересекает исследуемую территорию в восток-северо-восточном направлении, ограничивая с юга приподнятую по нему область, к которой на западе примыкает субмеридионально вытянутый участок. Наиболее рационально предположить, что это реликт палеогеновой возвышенности, не полностью уничтоженной последующими процессами денудации. Расшифровать генезис палеогеновых форм рельефа только по данным анализа топографической карты этой территории нельзя. Для этого необходимо или расширить площадь наблюдений, или же привлечь геологические данные (учесть ареалы размещения отложений этого возраста, их состав и мощность). Может быть, это часть большого свода, один из участков которого был впоследствии опущен, а может быть окраина свода и примыкающая к нему горстовая возвышенность. Последнее предположение более вероятно, так как большое влияние восток-северо-восточного глубинного разлома, с которым на данном участке совмещен разлом 1, на формирование общих структур района

несомненно, и более допустимо, что он ограничивает свод, чем пересекает его.

Разлом 4 ограничивает субшироко вытянутую площадь, пережатую в западной части и расширяющуюся на востоке. Она имеет менее прихотливые очертания, чем вышеописанная, и следовательно, была образована позднее. Судя по очертаниям, возвышенность образована в результате нескольких перекрывающихся сводовых воздыманий. При формировании поверхности выравнивания возвышенность неогенового возраста была значительно сnivelирована (настолько, что нельзя установить расположение отдельных рельефообразующих разломов), но не полностью уничтожена. В результате этого к началу раннечетвертичного этапа рельефообразования поверхность территории исследования характеризовалась несколькими гипсометрическими уровнями.

Следует напомнить, что если относительные возрастные соотношения можно установить с помощью морфометрического анализа блоковых структур по топографическим картам, то геологический возраст отдельных форм рельефа можно определить только путем сопоставления этих данных с геологическими.

Из ранних рельефообразующих тектонических перемещений наиболее крупным было воздымание по разлому 7, благодаря которому почти весь район исследования оказался приподнятым на значительную высоту. Для определения морфологии приподнятой области по данной топографической карте нет оснований. Исходя из аналогий можно предположить, что это часть обширного свода. После этой стадии формирования тектонического рельефа поверхность района представляла собой обширную столовую возвышенность.

Образование новой крупной формы рельефа обязано опусканию по разлому 8, захватившему почти всю восточную половину площади (см. рис. 10). Это нарушение описывает южную оконечность овалоподобной площади, вытянутой в северо-западном направлении. Глубина опускания была относительно незначительной — около 200 м.

Следующей стадией вновь было опускание, значительно более интенсивное (на 650 м) и приуроченное также к восточной половине района. В общих контурах разломы 8 и 9 (с которым связана данная подвижка) близки, но ось последнего нарушения как бы переместилась к востоку по сравнению с предыдущим. Кроме того несколько сократился размер площади активной зоны — уменьшился ее поперечник и отступила к северу южная оконечность. Исходя из этой особенности развития данной формы рельефа, вполне вероятно, что разлом 6 по возрасту более поздний, чем это было предположено по его конфигурации, так как обязанный ему своим происхождением узкий и глубокий грабен (950 м) приурочен к центральной части этой активной области.

В этом случае формирование этой рельефообразующей морфоструктуры происходило следующим образом: вначале произошло опускание обширной области, имеющей дугообразную границу на юге и открытую на севере. Затем присоздалось более глубокое погружение, но площадь прогиба сократилась. Одновременно с этим его ось переместилась к северо-востоку. На завершающей стадии в осевой части активной области образовался узкий и глубокий грабен, при этом ось его так же несколько сместилась к северо-востоку. Итак, по мере развития этого крупного грабена сокращались размеры активной площади, увеличивалась амплитуда опускания и одновременно мигрировала его осевая часть. В результате поверхность данной площади приобрела вид амфитеатра неправильных очертаний с узким, вытянутым в северо-западном направлении дном и открытого на север. В дальнейшем эту структуру опоясал кольцевой грабен, сформировавшийся при активизации разлома 10.

Затем опять началась стадия воздыманий — по разлому 12 была приподнята крайняя восточная часть площади, а по разлому 13 — юж-

ная. О морфологии этих приподнятых площадей по рельефу данной площади судить невозможно. Раннечетвертичный этап формирования тектонического рельефа завершился опусканием области, расположенной к югу от разлома 13 и ограниченной линией разлома 14.

При рассмотрении схемы рельефообразующих движений видно, что линии некоторых нарушений неоднократно подновлялись, ооконтуривая длительно живущие группировки блоков, что и определило основные морфоструктуры района. По линиям других нарушений можно судить

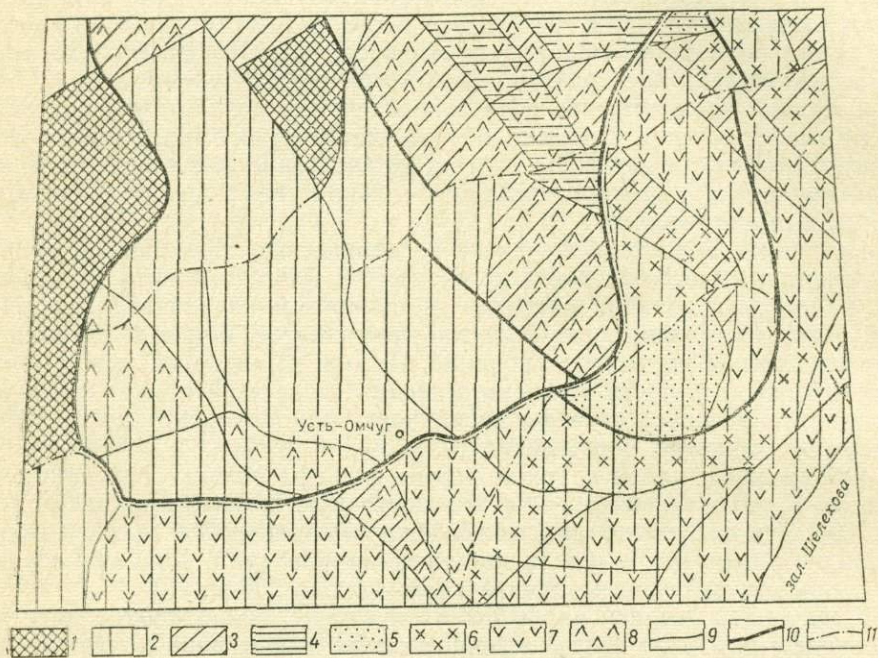


Рис. 11. Схема блоковых структур района Яно-Колымской складчатости.

1 — блоки, испытавшие только воздымание; 2 — блоки, преимущественно испытавшие воздымание; 3 — блоки, испытавшие равное число воздыманий и опусканий; 4 — блоки, преимущественно опускавшиеся; 5 — блоки, испытавшие семь-восемь перемещений; 6 — то же, шесть перемещений; 7 — то же, пять перемещений; 8 — то же, четыре перемещения; 9 — границы между блоками; 10 — границы между отдельными группами блоков, образующие длительно живущие разломы и определяющие основные структуры данного района; 11 — границы между отдельными группами блоков, образующие секущие глубинные разломы

о внутреннем блоковом строении этих участков. Для того чтобы проиллюстрировать это яснее, была составлена схема блоковых структур (рис. 11). На ней все выявленные блоки подразделены по преимущественной тенденции вертикальных движений (с учетом воздыманий палеогенового и неогенового возраста, так как если на их площади и происходили опускания, воздымание в конечном счете было преобладающим), а также по степени подвижности.

Основываясь на пространственных взаимоотношениях блоков разного характера (по указанным выше параметрам), можно предположить, что глубинные разломы, выявленные нами с помощью анализа топографических карт, имеют разную глубину заложения. Так, например, отчетливо выделяются линии, вдоль которых граничат разные типы блоков — это линии, определяющие размещение основных морфоструктур поверхности. К ним относятся две дугообразные линии (восточная имеет более правильные очертания), несколько перекрывающиеся и ограничивающие центральную часть площади от ее западного, южного и восточного обрамлений. Кроме того, выделяются секущие нарушения,

при пересечении с которыми структурные швы смещаются. На исследованной территории установлено три таких нарушения. Два из них проходят в субширотном направлении и один в восток-северо-восточном. Северное субширотное нарушение совпадает пространственно с упомянутым выше сдвигом. Вполне возможно, что в западной части этот сдвиг проходит несколько севернее, о чем уже говорилось. Южный из субширотных разломов совмещается с разломом 13. Он отделяет южное обрамление. Восток-северо-восточный разлом пересекает как эти линии, так и структурные швы, почти не смещаясь. Остальные нарушения разделяют блоки, обычно перемещавшиеся совместно, но на какой-то стадии рельефообразования входившие в различные группировки.

Оказалось, что наименьшей тектонической подвижностью при формировании тектонического рельефа обладало западное обрамление (площадь, расположенная у западной границы района, к западу от структурного шва). При этом оно характеризовалось тенденцией к воздыманию. Восточное и южное обрамления, наоборот, отличались большой подвижностью, перемещения имели разный знак, но подъемов было немного больше. Площадь западного полуовала, там, где она не перекрывается с восточным, также относительно малоподвижна и здесь преобладали восходящие движения. Особенно сложным внутренним строением отличается площадь восточного полуовала. Во-первых, она имеет более мелкоблоковое строение чем остальная площадь; во-вторых, она была наиболее подвижна, особенно в южной оконечности, отделенной секущим разломом. Соотношения подъемов и опусканий у разных блоков этого участка различны.

Правильность полученных результатов была проверена двумя способами. Во-первых, по формуле

$$H = h_{\text{ф}} + h_1 + h_2 + \dots + h_n$$

(где H — расчетная высота блока; $h_{\text{ф}}$ — фоновая высота; h_1, h_2, \dots, h_n — амплитуды перемещения по отдельным разломам) была высчитана расчетная высота каждого блока. Ее разница с фактической редко превышала 50 м, в единичных случаях была около 100 м, что можно считать очень высокой степенью сходимости.

Во-вторых, было составлено несколько профилей, один из которых приводится на рис. 12. Сопоставление расчетного профиля с фактическим показывает вполне удовлетворительную сходимость.

Основываясь на схеме размещения рельефообразующих разломов (см. рис. 10) и схеме блоковых структур (см. рис. 11), составленных с помощью морфометрического анализа блоковых структур на топографической карте, можно сделать следующие выводы.

1. Секущие рельефообразующие разломы соответствуют наиболее глубинным расколам фундамента; они контролируют смещения структурных швов и уходят за пределы данного района. Разломы эти достаточно четко локализованы и даже при неоднократном проявлении не мигрируют.

2. Активизация основных структурных швов повторялась довольно часто, но линии их испытывали некоторое смещение, перемещаясь в достаточно широкой зоне. Кроме того установлена миграция осевых плоскостей этих структур.

3. На изученной территории можно выделить пять блоковых группировок, отвечающих крупным блокам фундамента: западный и восточный полуовалы, расположенные в центральной части площади, и обрамления — западное, южное и восточное. В каждом из таких мегаблоков в связи с пересечениями их площади секущими глубинными нарушениями установлены две или более обособляющиеся блоковые группировки. Так, в пределах западного полуовала выделяются две более мелкие группировки блоков — выше линии северного субширотного нарушения

и южнее ее. Восточный полуовал делится на пять блоков такого же масштаба, так как он пересекается тремя секущими линиями нарушений. Западное обрамление делится на два таких же блока, южное также на два и восточное — на три. Каждый из таких блоков, как это видно из схемы блоковых структур (см. рис. 11), отличается от соседних как по степени тектонической активности, так и по тенденции направленности вертикальных перемещений. Эти блоки в свою очередь разделены на элементарные (при анализе структур в данном масштабе) блоки. Последние возникли в процессе развития структур прогиба-

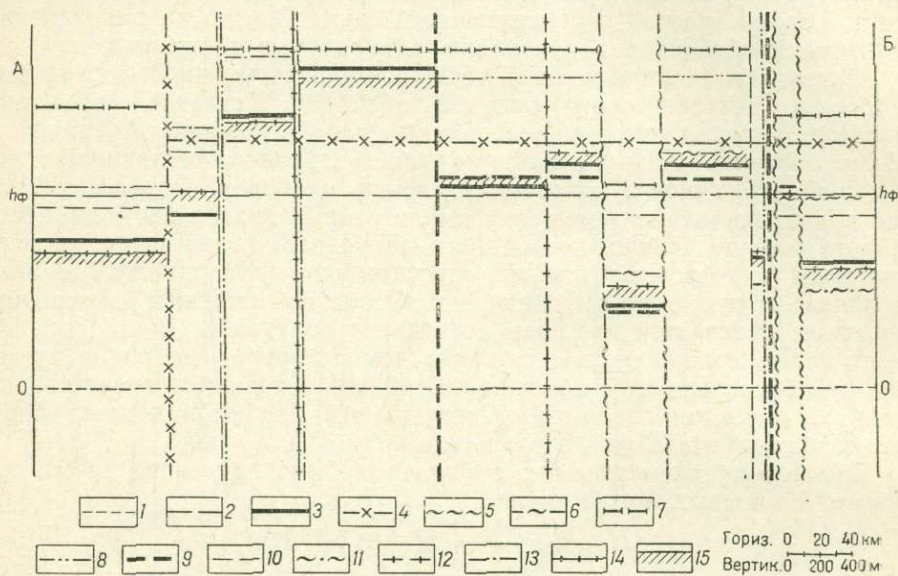


Рис. 12. Профиль, отображающий рельефообразующие движения в районе Яно-Колымской складчатой области.

1 — современный уровень моря; 2 — уровень условной фоновой поверхности; 3 — схематизированный уровень современной поверхности; 4 — поверхность, возникшая в результате перемещения по данному разлому; 4 — для разлома 4 (+400 м), 5 — для разлома 5 (-400 м); 6 — для разлома 6 (-900 м), 7 — для разлома 7 (+600 м), 8 — для разлома 8 (-200 м), 9 — для разлома 9 (+650 м), 10 — для разлома 10 (-700 м), 11 — для разлома 11 (-500 м), 12 — для разлома 12 (+150 м), 13 — для разлома 13 (+150 м), 14 — для разлома 14 (-450 м); 15 — поверхность, полученная последовательным восстановлением перемещений по рельефообразующим разломам

ния, благодаря последовательному сужению и ступенчатому углублению площади опускания, а также в связи со смещением структурных швов на разных стадиях рельефообразования.

4. Современный тектонический рельеф изученной территории связан воздыманию обширной площади (вероятно, сводового характера) и наложившимся на него локальным опусканиям, различным по ориентировке, масштабу и интенсивности. Стадии воздымания были проявлены неоднократно, но последние из них не захватывали площадь всего района и были менее интенсивны.

Платформенные области

Процесс формирования тектонического рельефа в пределах областей платформенного развития рассмотрен на примере юго-восточной части Сибирской платформы, района слияния рек Енисея и Ангары. Тектоническое строение этой территории отличается разнообразием. Сюда входят относительно выравненные пространства долин Енисея и Ангары и прилегающей к ним местности, Енисейский кряж с его сложным блоковым строением, а также левобережье Енисея, относящееся уже к Западно-Сибирской низменной равнине.

Рельеф этой территории благоприятствует проведению морфометрических исследований. Здесь отчетливо выражены превышения одного участка над другим и, кроме того, интенсивно развита речная сеть, размещение которой во многом предопределялось имеющимися тектоническими нарушениями, в том числе и рельефообразующими разломами. Однако геологический возраст последних установить трудно, большей частью даже невозможно, так как позднемиоценовые и третичные отложения не пользуются здесь большим распространением.

Выявление блоковых структур. Высотные отметки в пределах площади исследования колеблются от +1104 до +192 м. По разнице высот около 1000 м можно было бы принять за минимальную разницу высот, достаточную для отнесения соседних участков к разным блокам, размах в 100 м. Однако необходимо было принять во внимание размещение высот по площади — здесь равнинные пространства очень резко обособлены от гористых областей. Последние слагают северо-восточный угол площади и занимают узкую полосу вдоль ее южной границы. Размах высот вершинных поверхностей в горной области достигает 700 м (максимальная отметка около 1100 м и минимальная около 400 м). Кроме того, участок с отметкой более 1100 м является единственным, и поверхности водораздельных участков, как правило, не превышают уровня 900 м (868, 884 м и т. д.). Таким образом, для расчленения территории на разновысотные блоки правильнее будет опираться на то, что обычно абс. отметки водораздельных участков колеблются в диапазоне 500 м (400—900 м), и взять за минимальную разницу высот различие в гипсометрических уровнях, равное 50 м. В соответствии с этим предстояло разбить площадь исследования на отдельные участки, относящиеся к таким гипсометрическим ступеням: более 1050 м, 1050—1000, 1000—950, 950—900 м и т. д.

Выделение разновысотных блоков тектонического рельефа начинается с анализа характера абс. отметок, приведенных на топографической карте. Ступени рельефа, выраженные на местности перегибами склона, которые следовало бы учесть в данном масштабе, на этой территории практически отсутствуют, поэтому границы между блоками проводились с учетом трех факторов — разницы высот, конфигурации горизонталей и размещения рек, — практически все тектонические линии подчеркиваются специфическим размещением речной сети. Судя по простираю долин небольших речек и ручьев, крупные рельефообразующие разломы сопровождалась более мелкими сопряженными с ними подвижками: местами, ориентируясь только на простираание речных долин, можно провести тектоническую линию между участками с близкими высотными отметками. В этом случае тектоническая линия не проводилась, так как это было бы детализацией, превышающей точность масштаба исследований (1 : 1 000 000). При нарушении этого правила, во-первых, детальность расшифровки отдельных участков будет различной, а во-вторых, полученную сеть в этом масштабе нельзя будет расшифровать. Таким образом, если придерживаться принятой минимальной разницы высот, обеспечиваются более или менее соизмеримые масштабы выявляемых морфоструктур.

Для этого участка Сибирской платформы весьма характерны дугообразные границы блоков. К плавной дугообразной линии, обладающей той или иной степенью кривизны, приурочивается долина реки или, чаще, отдельные фрагменты речных долин двух, трех и более рек и ручьев (см. рис. 6, б). Местами последовательно соединенные отрезки долин различных рек образуют одну прямую линию, что также служило основанием для проведения здесь границы между блоками. Иногда разлом фиксируется спрямленными участками русла реки (см. рис. 6, г).

Очень часто линия разлома, вернее, какого-то его фрагмента, который оконтуривает рассматриваемый блок с одной стороны, под-

черкивается тем, что при пересечении с ней русло реки меняет простирание. Напомню, что во всех случаях, помимо простирания рек, ориентирами для оконтуривания блоков служила конфигурация горизонталей. В единичных случаях блоки тектонического рельефа были оконтурены только в соответствии с рельефом поверхности (см. рис. 6, в и д).

Проведение линий рельефообразующих разломов. Главным определяющим моментом при проведении тектонической линии, отвечающей рельефообразующему разлому, была разница высот, граничащих по нему блоков — она должна быть постоянной (с точностью, отвечающей принятой минимальной разнице высот). Оказалось, что некоторые блоки обладают высотой, не увязывающейся с абс. отметками соседних блоков — они или значительно приподняты, или опущены по сравнению с ними. Приподнятые блоки трактовались как реликты более древних возвышенностей (останцы на поверхности выравнивания), тем более что такие участки отличаются расчлененным рельефом, позволяющим отнести эти возвышенности к наиболее ранним. Опущенные изолированные блоки, наоборот, вероятно, являются результатом неотектонических подвижек, так как ограничены резкими, но незначительными по простиранию линиями. Размещение выявленных рельефообразующих разломов, реликтов древнего рельефа и неотектонических впадин показано на рис. 13.

Поскольку меловые и третичные отложения на изученной площади встречаются спорадически, определить геологический возраст разломов путем прямого сопоставления их конфигурации с ареалами выходов синхронных осадков нельзя. В связи с этим в дальнейших построениях пришлось ограничиться относительным возрастным соотношением разломов, установленным на основании характера пересечений (табл. 3).

Определение амплитуды и знака перемещения производилось по принятой выше методике — при тенденции к замыканию какой-либо площади считалось, что подвижной была именно она. Ввиду того что на данной площади преобладают дугообразные рельефообразующие тектонические нарушения, выявить активный бок разлома было сравнительно легко уже по конфигурации. В табл. 4 приведены эти обоснования.

Говоря о разломах, представляющих собой часть дуги окружности или эллипса, подразумеваются не правильные геометрические фигуры, а лишь подчеркивается, что радиус кривизны линий более или менее постоянен.

Линейную форму имеют только три разлома — 3, 5 и 6. Для определения тектонически активного бока при перемещении по этим нарушениям была сделана попытка применить вышеприведенные формулы. Для этого прежде всего нужно было выбрать наиболее стабильный блок (испытывавший наименьшее количество подвижек при формировании тектонического рельефа) и внести соответствующие поправки к его высотному уровню. Из рассмотрения схемы рельефообразующих движений (см. рис. 13), видно, что таким блоком является блок с отметкой +349 м, расположенный в юго-западной части планшета. Оказалось, что он вообще не входил ни в одну из локальных группировок подвижных блоков, приведенных в табл. 4. Поэтому высота этого блока без всяких поправок и была принята за фоновую. Безусловно, эта высота дается не в абсолютном значении, так как весь район мог быть опущен или приподнят как единое целое. Но этот средний уровень более или менее точно соответствует уровню, находящемуся в настоящее время на высоте 350 м.

Ниже еще раз приводятся применяемые формулы:

$$H_{6л} = h_{ф} + h_1 + h_2 + \dots + h_n + x;$$

$$H_{6л} = h_{ф} + h_1 + h_2 + \dots + h_n + y.$$

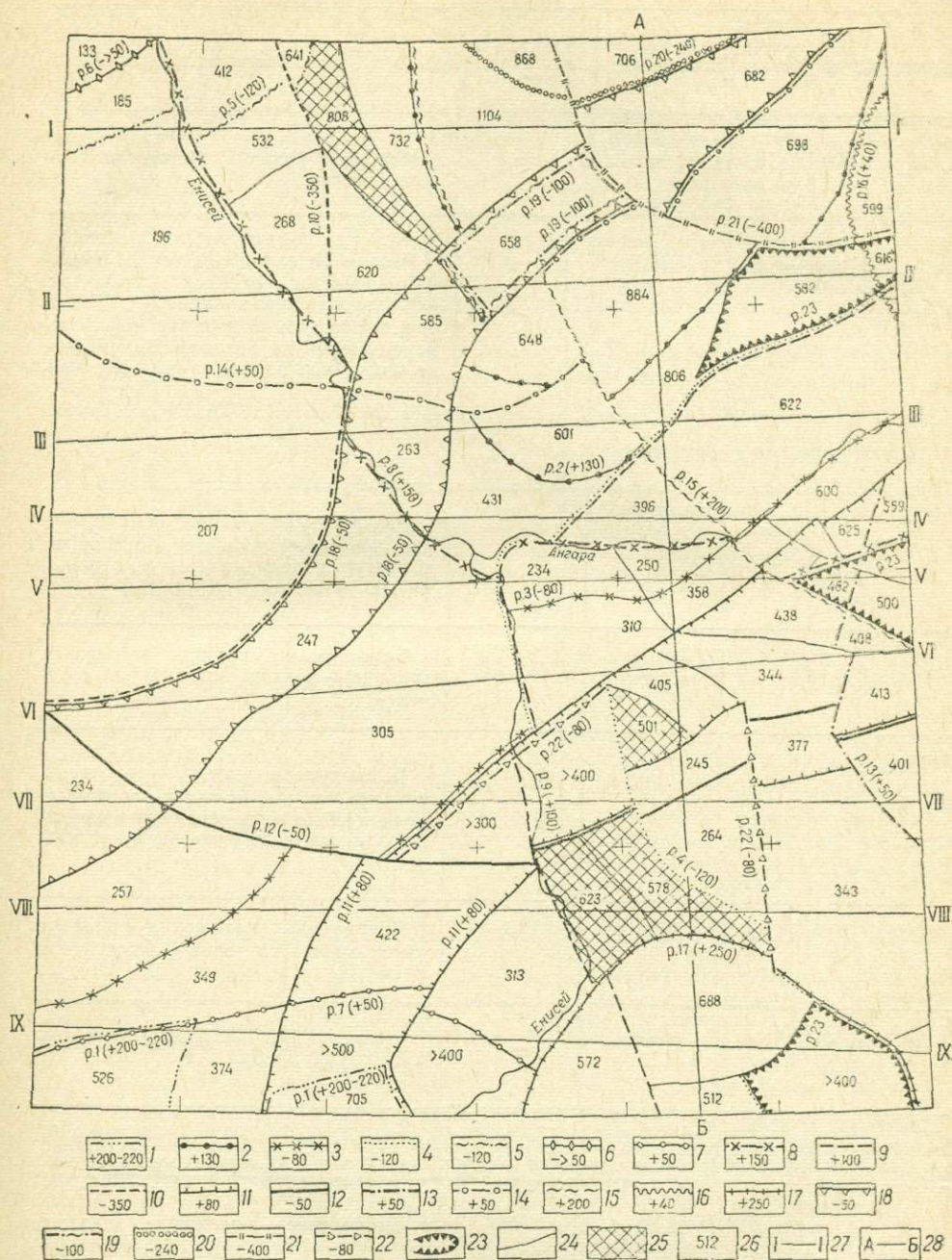


Рис. 13. Схема размещения рельефообразующих разломов в юго-западной части Сибирской платформы.

1-23 — рельефообразующие разломы, их порядковый номер, амплитуда и знак перемещения; 24 — разломы локальные, не дешифрируемые (не определен знак перемещения) на карте данного масштаба; 25 — реликтовые возвышенности; 26 — условная высота блока; 27 — линии разломов (см. рис. 14 и 15); 28 — разрез по линии А-В (см. рис. 16)

Возрастные соотношения разломов

№ разлома	Более ранние (перемещенные)	Более поздние (перемещающиеся)	Пересекаются не перемещающаяся	Примечание
21	20, 18, 16, 14, 2	—	—	Наиболее поздний, не считая неотектонических
20	—	21	—	Разлом более ранний, чем 21. Нижняя возрастная граница неясна, так как других пересечений нет. Отнесен к поздним вследствие того, что перемещения по разлому 21 незначительны (меньше чем у разлома 18)
19	Изолированный блок			
18	2, 8, 15	21	14, 12	Разлом более ранний, чем 19, так как последний является опусканием в контурах разлома 18. По отношению к 15 является поздним
17	9, 7, 4	22 (неотектонический)	—	Ясна только нижняя возрастная граница — разлом произошел позднее 9
16	—	21	—	Возрастное положение недостаточно ясно, так как большая часть перемещенной по нему площади расположена за пределами исследуемого района
15	14, 11, 8, 2	19, 18	13, 9, 3	Возрастное положение разлома устанавливается точно — позже 14 и ранее 18
14	—	20, 15	18, 10	Точно устанавливается верхняя возрастная граница
13	12, 11	—	8	То же
12	11, 3	13, 9, 4	18	Возрастное положение разлома четкое — между 13 и 11. Перемещения по разломам 9 и 4, видимо, искажены в результате того, что блоки с отг. 623 и 578 являются реликтами более древних возвышенностей
11	9, 7, 4, 11	15, 13, 12	—	Возрастное отношение с другими разломами устанавливается точно

№ разлома	Более ранние (перемещенные)	Более поздние (перемещающиеся)	Пересекаются ли перемещающиеся	Примечание
10	8 (?), 5	8 (?)	14	Неясны возрастные соотношения с разломом 8. Разлом 10 отнесен к более поздним на том основании, что 5 смещается по нему на меньшую величину, чем по разлому 8
9	8,3	17, 12, 11	15	Возрастное положение определяется ясно — между разломами 8 и 11
8	10, 6, 5	18, 15, 10 (?), 9	—	То же, исключением является разлом 10
7	1	17, 11	—	Возрастные границы нечеткие
6	10, 8	—	—	Разлом ранний, нижняя граница неясна
5	10, 8	—	—	То же
4	3	17, 11, 8 23 (неотектонический)	15	Разлом ранний, нижняя граница ясна
3	—	12, 4	15	Разлом ранний, более ясна верхняя граница
2	—	21, 19, 18, 15, 14	—	При пересечении с другими разломами сильно смещается; отсюда можно заключить, что он относится к самым ранним
1	—	11, 17	—	Разлом оконтуривает изолированные блоки, значительно перемещенные относительно друг друга и потому отнесен к самым ранним

В том случае, если пересечения одного разлома другим не дают возможности определить их возрастное соотношение, принималась во внимание величина перемещений по другим разломам; прочерк означает, что разломы этого типа не установлены. Ясно также, что приведенные выше номера разломов были им приданы после изучения характера их пересечений друг с другом, а до этого они носили условную нумерацию только в целях различия.

Для определения характера перемещения по разлому 3 были взяты блоки с отметками +257 и +349 м. Для этой пары ясно и без подстановок, что амплитуда равна 92 м, и что по разлому (поскольку принята фоновая высота +350 м) опущен северо-западный бок. Для проверки была взята еще одна пара блоков, с высотами +250 и +310 м, расположенными у северо-западного конца линии данного нарушения. На гипсометрический уровень этих блоков кроме него повлияли перемещения по разломам: 4 (—120), 9 (+100) и 12 (—50). Подстановка соответствующих значений в формулы дает:

$$\begin{aligned} \text{для северного бока: } 250 &= 350 - 120 + 100 - 50 + y, \\ y &= 250 - 350 + 120 - 100 + 50, \\ y &= -30 \text{ м;} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{для юго-восточного бока: } 310 &= 350 - 120 + 100 - 50 + x, \\ x &= 310 - 350 + 120 - 100 + 50, \\ x &= +30. \end{aligned}$$

Рекомендованная формула в данном случае не помогает решению вопроса. Ясно только, что амплитуда перемещения в одном случае равна 90 м, в другом (более спорном) 60 м. Опять пришлось принять во внимание конфигурацию разлома, его легкий изгиб, позволяющий предположить, что опускался (примерно на 80 м) северо-западный бок.

Амплитуду и знак перемещения по разлому 5 (северо-западный угол планшета) можно определить только со соотношению блоков с отметками +412 и +532. Первичные соотношения гипсометрических уровней блоков с высотами +185 и +196 м замаскированы мощным покровом рыхлых отложений. Оба взятых блока перемещались по разломам: 3 (—80), 8 (+150), 10 (—350), 14 (+50) и 12 (—50). Подстановка соответствующих значений в формулы дает:

$$\begin{aligned} \text{для северного бока: } 412 &= 350 - 80 + 150 - 350 + 50 - 50 + y, \\ y &= +342 \text{ м;} \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \text{для южного бока: } 532 &= 350 - 80 + 150 - 350 + 50 - 50 + x, \\ x &= +462. \end{aligned}$$

Ни одна из определяемых величин не равна нулю. Следовательно, не учтено какое-то перемещение, в котором участвовали оба бока. Полученные значения x и y превышают принятую минимальную разницу в 7 и 9 раз. Поэтому и в данном случае применить уравнения для установления перемещенного бока нарушения также невозможно. Делать какие-либо предположения о том, какие подвижки оказались неучтенными, нет оснований. Разломы 5 и 6 находятся у самой кромки планшета, в его северо-западном углу. И или нужно считать, что по линиям этих нарушений произошло воздымание практически всего района в целом (что, как выше упомянуто, на ходе анализа морфоструктур внутри площади не скажется), или же предположить опускание местности, почти целиком расположенной за пределами площади исследования. Последнее было удобнее. Кроме того, некоторым основанием для этого явилась легкая вогнутость этих линий, обращенная на север.

Для разломов 22 и 23 (последний номер придан нескольким однотипным впадинам) легко установить, что по ним происходило опускание, при этом в последнее вовлекался или один блок или их ограниченное количество. Судя по тому что эти опускания имеют характер наложенных структур и затухают на коротком расстоянии, являясь как бы незавершенными, их следует отнести к наиболее поздним.

Наиболее ранние разломы (особенно нарушения 1 и 2), отдельные фрагменты которых значительно удалены друг от друга, уже нельзя отнести к самостоятельным разрывным нарушениям. Более вероятно, если опираться на большой сдвиг отрезков этих линий, что они фиксируют суммарный эффект перемещений по нескольким наиболее древним рельефообразующим разломам. Это хорошо видно по соотношению участков, околтуренных разломами 1 и 2. Это же, возможно, относится к площади, ограниченной линией разлома 3.

Таким образом, в результате морфометрического анализа разновысотных гипсометрических уровней по топографической карте были:

Таблица 4

№ разлома	Конфигурация линии разлома	Амплитуда в м и знак перемещения
1	Часть окружности или эллипса	+200—220
2	То же	+130
4	» »	—120
7	» »	+50
8	» »	+150
9	» »	+100
10	» »	—350
11	Две параллельные ветви (горст)	+80
12	Имеет форму части дуги окружности	—50
13	То же	+50
14	Дугообразно замыкается, оконтуривая северо-западную часть района	+50
15	Часть дуги окружности или эллипса	+200 (воз- можно боль- ше)
17	То же	+250
18	Две параллельные ветви (грабен)	—50
19	Изолированный, оконтуренный со всех сторон грабен	—100
20	Часть дуги окружности	—400
21	Вероятно, то же	—240

а) выявлены и ограничены блоки тектонического рельефа; б) реконструировано размещение рельефообразующих разломов, отвечающих линиям глубинных разломов фундамента; в) определены амплитуда и знак перемещения для рельефообразующих разломов; г) установлены относительные возрастные соотношения между этими разломами.

Реконструкция процесса формирования тектонического рельефа. Большая часть выявленных разломов имеет северо-западное или северо-восточное простирание, но блоки имеют большую протяженность в субмеридиональном направлении. Поэтому разрезы, на которых были восстановлены последовательные изменения профиля поверхности на отдельных стадиях формирования тектонического рельефа, ориентировались широтно. Расположены они таким образом, чтобы каждый блок

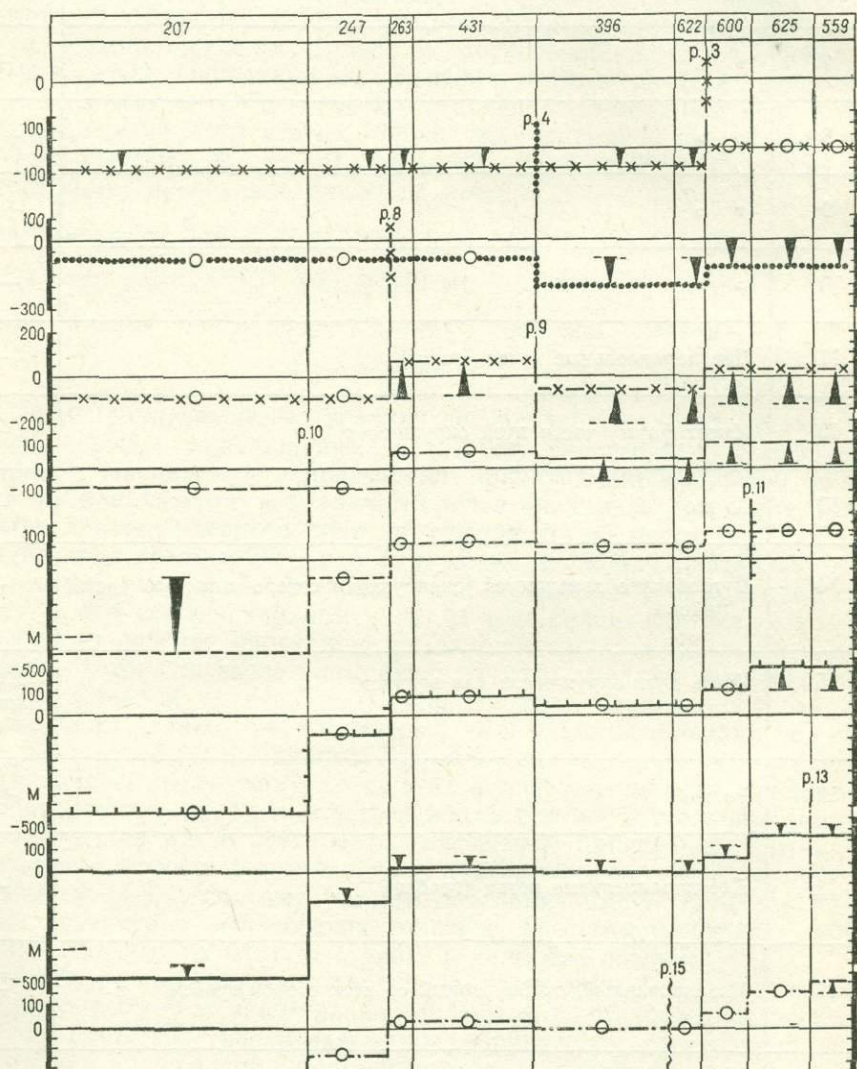


Рис. 14. Пример составления расчетного

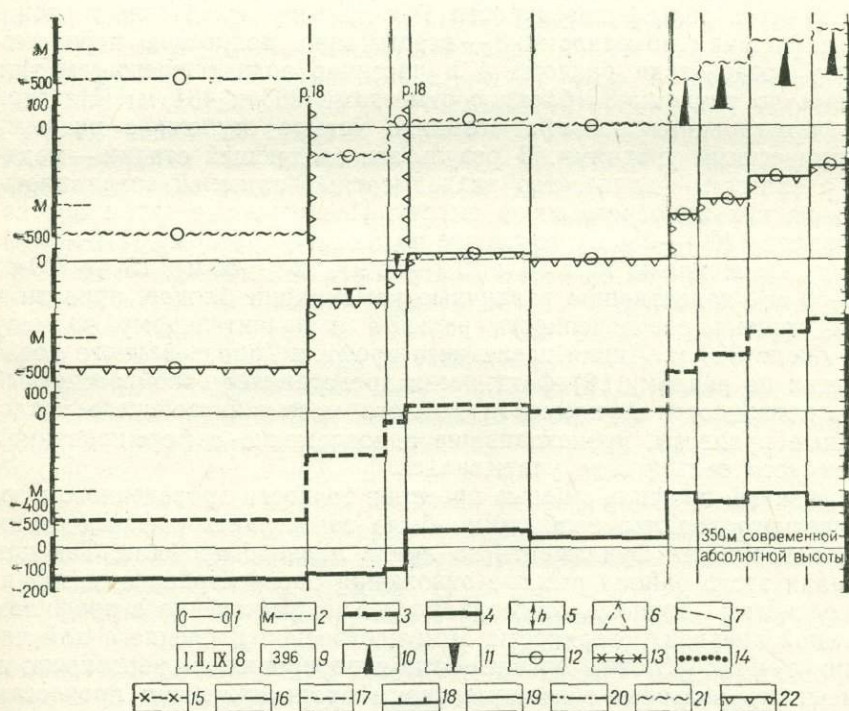
1 — уровень поверхности до начала формирования тектонического рельефа; 2 — предположение путем учета всей суммы блоковых перемещений (без учета денудации); 3 — фактический фактор; 4 — величина невязки расчетных данных с фактическими и номер разреза, на который наложена величина невязки; 5 — поднятие (размер стрелки соответствует величине поднятия при данной подвижке. Рельфообразующие разломы и возникающие в результате их 9 (+100); 17 — 10 (-350); 18 — 11 (-80); 19 — 12

оказался пересеченным. Для удовлетворения этого требования было проведено 9 линий разрезов.

Особенностью данной площади является то, что каждое из выявленных рельефообразующих перемещений не протягивается через весь район, а захватывает только какую-то часть его. Причем тектонически активные участки пространственно не были унаследованными, а размещались то на том, то на другом месте. Поэтому здесь нельзя выбрать пересечения, в пределах которого проявились бы все рельефообразующие движения. Таким образом, процесс формирования рельефа почти каждого участка чем-то отличался от соседнего.

Разрез, на котором последовательно восстанавливались стадии формирования рельефа (рис. 14), составлялся следующим образом. На длинный лист миллиметровки, соответствующий по ширине планшету, были снесены границы блоков, пересекающихся данной линией разреза. Эти границы были проведены вдоль всего чертежа в виде тонких вертикальных линий. Вверху, для лучшей ориентировки, проставлялись абс. отметки соответствующих блоков.

На верхней линии разреза показан профиль поверхности до начала формирования тектонического рельефа. В данном случае это прямая линия, соответствующая среднему гипсометрическому уровню принятой фоновой поверхности. На некоторых профилях местами имеются реликтовые возвышенности. А так как они сохранились до наших дней, то наносились на каждый профиль таких разрезов. На линии профиля фоновой поверхности показано местоположение наиболее раннего для



профиля по линии IV—IV рис. 13.

лагаемый уровень моря; 3 — расчетный уровень современной поверхности, полученный кий уровень современной поверхности с поправкой, уничтожающей влияние эрозийного котором установлена невязка (см. рис. 15); 6 — реликтовые возвышенности; 7 — абсо- (см. рис. 15); 8 — положение разрезов на продольном профиле (см. рис. 15); 9 — условия в заданном масштабе); 11 — опускание (то же); 12 — стабильное положение блока проявления поверхности рельефа, в м: 13 — 3 (-80); 14 — 4 (-120); 15 — 8 (+150), 16 — (-50); 20 — 13 (+50); 21 — 15 (+200); 22 — 18 (-50)

этого участка разлома 3 (рисовка линии соответствует схеме, показанной на рис. 13).

Ниже профиля фоновой поверхности был составлен профиль рельефа, приобретенного данным участком в результате перемещения по разлому 3. Делалось это так: а) была проведена линия «0—0», соответствующая гипсометрическому уровню фоновой высоты; б) для блоков, испытавших подвижки по разлому 3, от фоновой линии с помощью стрелки-указателя была отложена амплитуда перемещения в принятом масштабе; в) проведена новая линия профиля. Обозначена она той же условной линией. После опускания по этому тектоническому нарушению равнину пересекал уступ.

Следующее рельефообразующее нарушение этого участка произошло по разлому 4 — место его пересечения с линией разреза также отмечено на профиле, существовавшем до начала активизации этого нарушения. Профиль поверхности после перемещения по разлому 4 составлялся точно так же, как и предыдущий, — проводилась линия «0—0», проставлялись стрелки-указатели в пределах тектонически активных блоков, но основание этих стрелок примыкало уже не к линии «0—0», а к линии, характеризующей уровень поверхности после перемещения по разлому 3 (сама эта линия на данном профиле уже не воспроизводятся). По разлому 4 была опущена восточная часть района. На небольшом участке (в пределах блоков с высотами 396 и 622 м) эти опускания наложились друг на друга, и он оказался наиболее опущенным. В результате поверхность равнины была расчленена на три уровня, опущенных относительно фонового на 80 м (западная половина), 200 м (центр) и 120 м (крайняя восточная часть).

После этого рельеф поверхности был изменен вследствие тектонического нарушения по разлому 8 — воздымания, полностью перекрывшего зону воздействия разлома 4 и частично захватившего участки, опущенные по разлому 3 (блоки с отметками 263 и 431 м). На этой стадии формирования рельефа возникло четыре ступени с разными гипсометрическими уровнями. В результате следующей стадии — подъему по разлому 9 — количество разновысотных ступеней сохранилось, но часть из них приобрела иную высоту. Последующие затем опускание по разлому 10 (—350 м), горстовое поднятие по разлому 11 (+80 м), а также перемещения по разломам 12 (—50 м), 13 (+50 м), 15 (+200 м) и 18 (—50 м), захватившие различные комбинации блоков, привели к большой степени расчлененности рельефа и значительному размаху высот — около 600 м. Линия последнего профиля (образованного после передвижки по разлому 18) фактически представляет собой расчетный профиль поверхности фундамента рыхлого мезокайнозойского чехла. Эрозионные процессы, происходившие одновременно с формированием тектонического рельефа, не учитывались.

Полученный профиль с целью проверки точности проведенного морфометрического анализа необходимо было сопоставить с фактическим уровнем поверхности фундамента на линии данного профиля. Так как на площади этого района рыхлые отложения распространены незначительно, расчетный профиль сопоставлялся непосредственно с профилем современной дневной поверхности. При построении последнего для достижения лучших условий сравнимости игнорировались неровности и расчлененность рельефа, обязанные своим происхождением процессам денудации, и всей поверхности профиля в пределах одного блока придавался общий уровень, отвечающий максимальной абс. отметке данного блока. Как видно из рис. 14, резких несогласий между расчетным рельефом и фактическим нет. По другим, проходящим также в широтном направлении разрезам, сходимость выше. Для того чтобы не загромождать работы, на рис. 15 воспроизведены лишь конечный расчетный и фактический профили по остальным линиям разрезов. Реконструиро-

вались они так же, как и вышеописанный разрез. При необходимости их всегда можно проверить.

Следует, пожалуй, упомянуть, что никакая «подгонка» в значении амплитуд с целью достижения лучшей сходимости невозможна, так как эту поправку нужно будет учесть при составлении других разрезов, где она может вызвать невязку еще большего значения. Для разрезов по линиям: VI—VI, VII—VII, VIII—VIII, IX—IX совпадают даже расчетный и фактический гипсометрические уровни. Имеющиеся незначительные расхождения вполне возможно объяснить процессами денудации и заполнением пониженных участков продуктами эрозии (например, на разрезах VII—VII и IX—IX). А на разрезе VIII—VIII расхождения высот блоков вообще крайне незначительны.

Для более северных линий, начиная с IV—IV, сходится только абрис расчетного и фактического профилей. И во всех случаях абс. высоты современной поверхности выше. Такое расхождение нельзя объяснить наложением на тектонический рельеф процессов эрозии. При этом наблюдается ясно выраженная зависимость — чем севернее располагается линия разреза, тем больше невязка уровней. Так, на линии V—V она близка к 30—35 м, на более северных разрезах соответственно 75, 100, 250—300 и на разрезе I—I — около 350 м. Это не может быть случайностью или ошибкой. Для понимания причин этого явления был составлен (тем же методом) разрез по линии АБ (рис. 16), проходящий субмеридионально и пересекающий все упомянутые разрезы.

Профиль поверхности реконструированного тектонического рельефа на линии АБ (см. рис. 13) по общему абрису также совпал с профилем современной поверхности. Но в левой (северной) части профиля гипсометрический уровень последней выше. Следовательно, на этом участке не учтено какое-то восходящее движение. Линия, характеризующая величину невязки и ее изменения с юга на север, позволяет считать его сводовым поднятием. Судя по отчетливости проявления, оно относится к самым конечным стадиям формирования тектонического рельефа. После внесения этой поправки высоты расчетного и фактического профилей получили достаточную сходимость (см. рис. 16).

Выше, при расчете амплитуд и знака перемещения по прямолинейным разломам, мы столкнулись с фактом невозможности использования рекомендуемых для этого формул. Теперь это явление понятно — не было учтено воздымание, связанное со сводовым поднятием. А так как амплитуда последнего различна для разных участков площади, учесть размер поправки аналитически было трудно.

Для того чтобы восстановить общую картину формирования рельефа всего района в целом, необходимо вернуться к схеме размещения рельефообразующих разломов (см. рис. 13), так как каждый из разрезов характеризует становление рельефа отдельных, несхожих между собой участков. До начала процесса рельефообразования поверхность отличалась значительной степенью выравненности. Лишь местами располагались изолированные реликтовые возвышенности.

Наиболее древнее (разлом 1) поднятие расположено в крайней юго-западной части района, при этом большая часть структуры находится почти целиком южнее изучаемой площади. Затем произошло воздымание северо-восточного участка по кольцевому (эллипсоподобному?) разлому 2. В результате этих подвижек поверхность района была расчленена на три уровня: а) низкогорье, уже несколько расчлененное процессами эрозии (на крайнем юго-западе), б) высоко приподнятая денудационная равнина (на северо-востоке) и в) разделяющая их широкая низменная равнина северо-западного простирания.

Вслед за тем была опущена (по разлому 3) обширная площадь, занимающая северо-западную половину района. Уже на этом этапе проявилась основная тенденция, унаследованная при последующих переме-

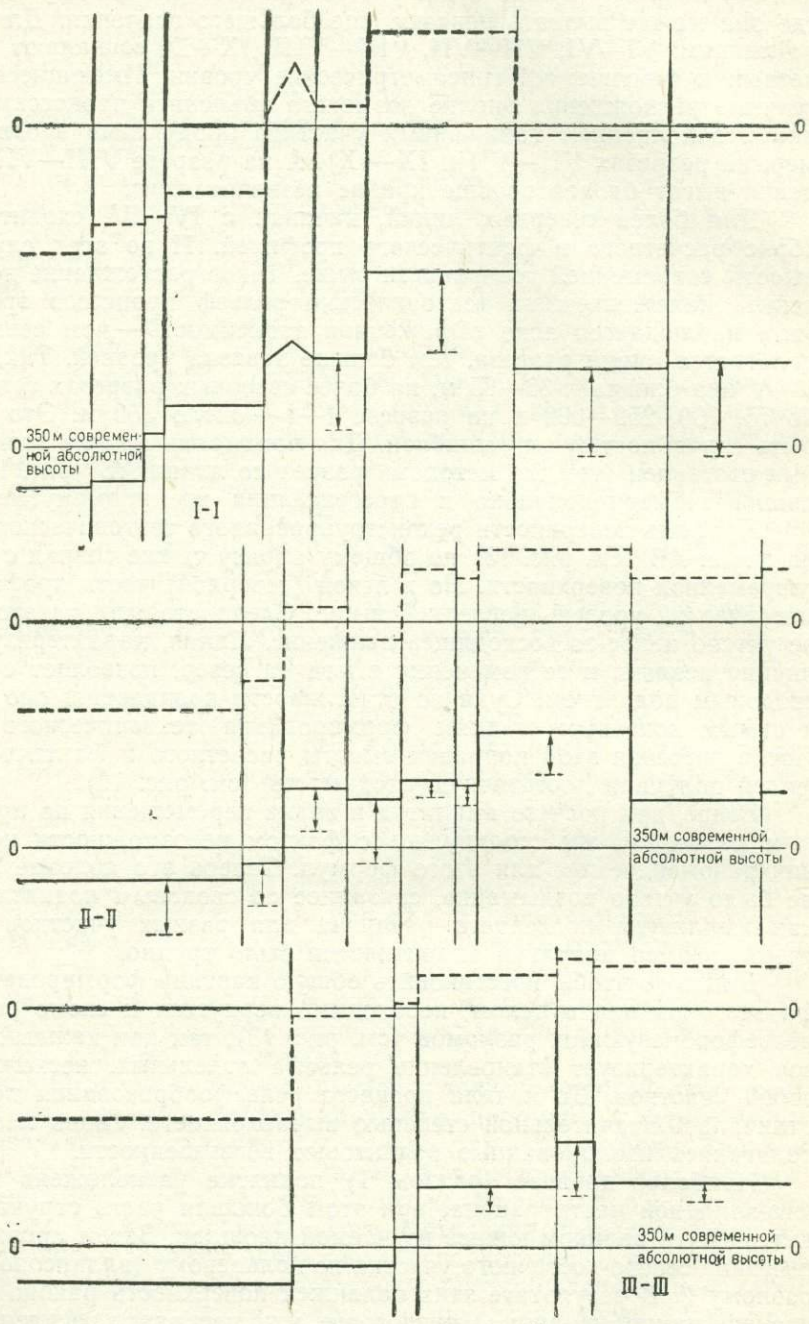


Рис. 15. Сопоставление расчетных профилей поверхности с фактическими по линиям
Условные обозначения

щениях — преимущественное воздымание северо-восточной части и преобладание опусканий в западной половине района. Вслед за опусканием по разлому 3 продолжались нисходящие перемещения — по кольцевому разлому 4 был опущен юго-восточный участок, а также произошло опускание (возможно ступенчатое) на крайнем северо-западе района, по разломам 5 и 6. В связи с этими перемещениями понизился уровень как низменной части равнины, так и ее приподнятой денудационной части, особенно интенсивно на территории блоков с отметками +622 и +396 м, где наложились подвижки по разломам 3 и 4.

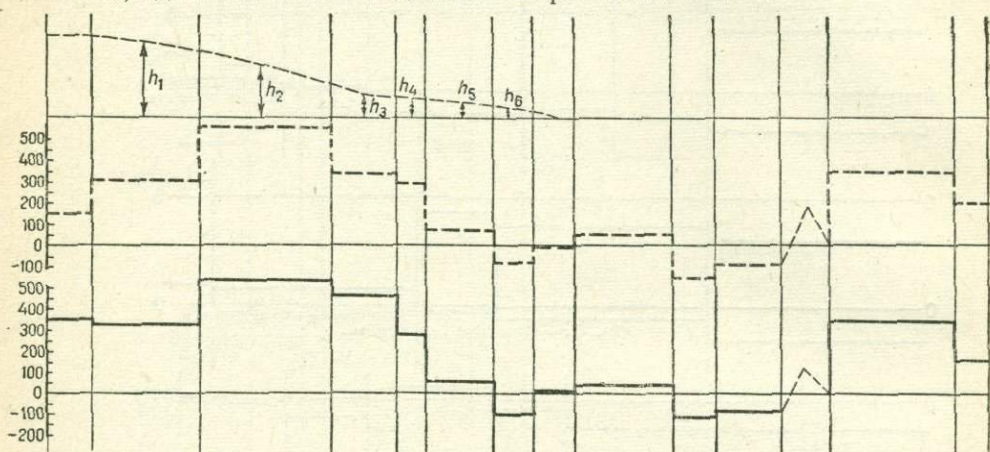


Рис. 16. Схема сопоставления расчетного профиля с фактическим по линии АБ (см. рис. 13).

Условные обозначения см. рис. 14

Следующей стадией формирования тектонического рельефа опять были воздымания — по разломам 7, 8, 9. Северо-восточный участок рассматриваемой территории и гряда возвышенностей вдоль южной ее границы окончательно оформились как приподнятые участки денудационной равнины (возможно даже как низкогорье). Несмотря на большую дифференцированность гипсометрических уровней отдельных участков территории, описанные выше основные структурные элементы рельефа сохранились.

Значительно изменило рельеф поверхности следующее за тем интенсивное опускание по разлому 10, приведшее к возникновению в северо-западной части области аккумуляции, уходящей далеко за пределы района. Таким образом возник еще один крупный структурный элемент поверхности. Дальнейшие блоковые перемещения по разлому 11 привели к образованию узкого горста, пересекающего центральную, наиболее стабильную, часть равнины и делящего ее на два участка. После этого произошло опускание по разлому 12, захватившее почти всю изучаемую территорию, за исключением ее южной части. Соотношение гипсометрических уровней в северной половине, перемещенной как единое целое, сохранилось прежним. Рельеф южной части района приобрел ступенчатый облик — здесь наметилось три ступени с различным уровнем высот.

Затем начался новый этап поднятий — в результате активизации рельефообразующих разломов 13, 14, 15 и 16 отдельные блоки северо-восточного участка были приподняты на разную высоту и поверхность денудационной равнины приобрела мозаичный облик. Одновременно, а может быть несколько позднее, у южной границы района образовалась куполообразная возвышенность (по разл. 17).

Период воздыманий сменился очередными опусканиями. К ним относятся: образование узкого, но протяженного грабена (разломы 18 и

19), а также опускания по кольцевым разломам 20 и 21 центральных частей куполовидных поднятий. К неотектоническому этапу относятся: обширное сводовое поднятие в северо-восточной части, имеющее унаследованный характер, и локальные опускания в юго-восточной части района.

При формировании тектонического рельефа этой области с совершенной очевидностью чередовались периоды восходящих и нисходящих движений:

- разломы 1 и 2 — воздымание,
- „ 3, 4, 5, 6 — опускание,
- „ 7, 8, 9 — воздымание,
- разлом 10 — опускание,
- „ 11 — воздымание,
- „ 12 — опускание,
- разломы 12, 13, 14, 15, 16, 17 — воздымание,
- „ 18, 19, 20, 21 — опускание.

Такая же смена направленности рельефообразующих подвижек относится и к неотектоническим движениям — сводовое поднятие, затем локальные опускания. В общем же восходящие движения преобладали как по площади, так и по знаку, и гипсометрический уровень на значительной части исследуемой площади превышает средний уровень поверхности выравнивания, существовавший до начала формирования тектонического рельефа.

Тектоническое строение фундамента при таком сложном наложении движений разного знака сильно завуалировано. Можно предположить, что здесь сочленяется несколько разнородных крупных структур. Наиболее четко выделяется та из них, которая характеризуется тенденцией к воздыманию — это группировка блоков, расположенных к северу от р. Ангары и ограниченных с запада долиной р. Енисея (ниже устья р. Ангары). Остальная часть района, если не считать площади, околонтуренной разломом 7 и явно относящейся к другой структуре, вероятно, отличалась преобладанием нисходящих движений. Причем в ее пределах можно выделить три несколько отличающихся между собой группировки блоков: а) наиболее ярко выраженную область опускания, ограниченную разломом 10; б) более или менее стабильную область, где отмечаются подвижки разного знака, характеризующиеся небольшим размахом; в) площадь, околонтуренную нарушениями 9 и 4; здесь также нисходящие движения преобладали, но восходящие (со значительной амплитудой) тоже имели место. Этот участок имеет сложное мелкоблоковое строение. Вероятно эти разные по характеру морфоструктур и особенностям их формирования области отвечают различным структурам фундамента.

Естественно предположить, что разграничивающие их рельефообразующие разломы соответствуют пространственному размещению наиболее глубинных расколов фундамента. Такой линией можно считать ту, к которой приурочена долина р. Енисей. К ней, последовательно продолжая друг друга, тяготеют два рельефообразующих нарушения: 8 (в северной части) и 9 (в южной). Последнее на некотором протяжении совмещено с разломом 4. Этот глубинного заложения разлом фундамента имеет северо-западное простирание. Примерно такого же масштаба (вероятно все же несколько меньшего) глубинные разломы пересекают район исследования в северо-восточном направлении. Один из них пространственно совмещен с грабеном, образованным разломом 18. Он отделяет упомянутый выше стабильный участок от области интенсивных опусканий и продолжается далее, радиально пересекая область длительно развивающегося свода. К другому глубинному разлому такого же простирания приурочивается горстовое поднятие по разлому 11, а также (на его западном конце) разлом 3.

Таким образом, можно сделать вывод, что разломы фундамента, имеющие наиболее глубинное заложение, фиксируются в рельефе не локальными морфоструктурами, а их взаиморасположением, трассируясь по приуроченности отдельных элементов этих структур к одной линейной (не обязательно прямолинейной) зоне.

Формирование локальных структур, представленных на площади исследования, обязано главным образом наложению сводовых поднятий и опусканий по кольцевым разломам. Причем и эти разломы, судя по их конфигурации, имеют различное заложение и разные, если так можно выразиться, центры активизации. Так, например, генетически близкими, относящимися к развитию одной структуры фундамента, являются, вероятно, разломы 14 и 12. Они субпараллельны и имеют примерно одинаковый радиус кривизны. Равномерность изгиба этих линий и степень их кривизны позволяют считать эти разломы отрезками дуги окружности с радиусом около 200 км. При этом центр окружности по мере становления этой морфоструктуры смещался к северу на расстояние, примерно равное расстоянию между разломами 12 и 14. Это часть какой-то крупной морфоструктуры, лишь частично расположенной в пределах данного района и мало сказавшейся на формах современного тектонического рельефа. Может быть к этой же структурной форме относится опускание по разлому 20, так как линия этого разлома может явиться одним из ее концентраторов. Развитие морфоструктуры, судя по расположению и возрастным соотношениям генетически связанных перемещений, происходило следующим образом: вначале произошло опускание, ограничивающее внешнюю сторону структуры, затем сводовое воздымание центральной части, причем центр структуры несколько переместился, затем центральная часть свода была опущена по разлому 20.

Опускание по разлому 3 явилось одним из элементов формирования еще более крупной отрицательной структуры, центр которой отстоит на большое расстояние от данного района, располагаясь на северо-запад от него. Возможно, что к этой же морфоструктуре относятся разломы 5 и 6, но для этого утверждения нет достаточных данных. Разлом 3 проявился в рельефе в виде уступа, пересекающего местность в северо-восточном направлении, при этом он также не оказал большого влияния на характерные для района формы поверхности рельефа.

Рельефообразующие разломы 2, 8, 15 и 21, а также крупный неотектонический свод, пространственно совпадающий со сводом, образованным разломом 8, отражают развитие одной морфоструктуры и, следовательно, связаны генетически. Возвышенность, сформированная благодаря этим подвижкам, главенствует в описываемой местности и является одной из специфичных форм. Образование свода началось с воздымания его центральной части, при этом рельефообразующий разлом имел эллипсоподобную форму. Несмотря на то что он разбит на несколько разобщенных фрагментов и его северная половина находится за пределами изучаемой площади, отчетливо видно различие радиусов кривизны отрезков, ограничивающих южную оконечность овала, и линий, очерчивающих его удлиненные стороны. Первые (они оконтуривают блоки с отметками +648 и +601) являются дугами окружности с радиусом около 45 км; для вторых радиус кривизны не менее 130 км. Овал вытянут в субмеридиональном направлении и вполне возможно, что он является также частью другой вытянутой в этом направлении морфоструктуры.

После образования этой возвышенности произошло новое воздымание, на этот раз по разлому 8, полностью оконтуривающему данный свод. Радиус кривизны отдельных фрагментов этого разлома очень близок и равен, примерно, 270—280 км, благодаря чему можно предположить, что центр поднятия находился ориентировочно километрах

в 60 севернее верхней рамки планшета, на меридиане северо-западной оконечности блока с отметкой +682 м. Центральные части свода были приподняты на значительную высоту, так как амплитуда воздымания его краевых частей, как показал проведенный морфометрический анализ, была около 150 м.

Следующим рельефообразующим перемещением в пределах рассматриваемого свода было поднятие по разлому 15, характеризующемуся большой амплитудой (более 200 м). По тому отрезку дуги, который располагается здесь (см. рис. 13), нельзя определить, что это — дуга окружности с большим радиусом или же часть дуги эллипса. Ясно только, что центр этой фигуры по сравнению с центром предыдущего поднятия переместился к востоку. Таким образом, миграция центральных частей морфоструктуры и здесь имела место.

Развитие свода на этом этапе формирования тектонического рельефа завершило опускание его центральных частей по разлому 21. На следующем этапе, неотектоническом, сводовое поднятие было подновлено в его первоначальных контурах.

Разломы 13 и 16 вероятнее всего оконтуривают сводовые поднятия, почти полностью расположенные восточнее. Они явно принадлежат к иной морфоструктуре, но тем не менее территориально частично перекрывают вышеописанную. Такая интерференция самостоятельно развивающихся форм (самостоятельных, если рассматривать их как локальные структуры, формирующие рельеф сравнительно небольшого участка земной коры), судя по этим данным, очень характерна. Поэтому здесь также возникает настоятельная необходимость различать: а) рельефообразующие структуры, подобные описанным выше и связанные с тектоническим развитием той или иной структуры фундамента, и б) морфоструктуры рельефа в обычном их понимании и образующиеся в результате суммарного сочетания первых.

Рельфообразующая структура юго-восточного угла исследуемой площади при анализе в данном масштабе непонятна. Или она является результатом каких-то компенсирующих перемещений, или нами не выявлен здесь очерчивающий данную морфоструктуру рельефообразующий разлом, что вполне возможно в связи с тем, что на этом участке получили широкое развитие неотектонические опускания, маскирующие характер и размещение более ранних подвижек. Небольшой свод, описываемый разломом 17, вряд ли связан генетически с разломами 4 и 9, слишком разные морфоструктурные формы они определяют. Обращает внимание на себя тот факт, что возвышенности, образованные благодаря перемещениям по разломам 2 и 17, если учесть положение их длинных осей, находятся на одном простирании. Косвенно это может говорить о том, что здесь также может проходить глубинный разлом фундамента, но других доказательств этого нет.

Итак, с помощью топографических карт, без привлечения каких-либо геологических или геофизических данных, применяя рекомендуемый метод морфометрического анализа, основанный на характере взаимоотношения разновысотных блоков тектонического рельефа, были установлены размещение глубинных разломов и их относительный масштаб, а также реконструирован процесс становления тектонических форм рельефа.

Общая картина такова: площадь исследуемого района пересекается тремя разломами, характеризующимися наиболее глубинным заложением. Возможно, что существует еще один разлом того же масштаба (проходящий по оси участков, перемещенных по разломам 2 и 17). Меньшей глубиной заложения обладают глубинные рельефообразующие разломы. Они являются отражением сводово-глыбовых вертикальных перемещений фундамента, подчиненных какому-то ритму волнообразных движений. Об этом можно судить по тому, что рельефообразующие

структуры имеют кольцевой облик, нередко концентрическое внутреннее строение и мигрирующую центральную область.

По-видимому, перемещение «эпицентра дислокаций» вообще свойственно развитию такого рода тектогенеза во времени. Их можно сравнить с периодическим перемещением эпицентров современных землетрясений. Так, например, зона глубокофокусных землетрясений в районе островных дуг [26] представляет собой хорошо ограниченную плоскость, не превышающую по ширине 20 км и падающую в сторону континента. В пределах этой плоскости и перемещаются очаги землетрясений. Последовательная миграция центров тектонических структур (в данном случае центров погружения) установлена также в истории мезо-кайнозойского развития Западно-Сибирской мегасинеклизы [24].

По данным топографической карты нами в пределах изучаемого района установлена интерференция следующих рельефообразующих структур: а) пяти структур сводового типа, различных размеров и с разным размахом амплитуд формирующих их разломов (это соответственно следующие группы разломов: 12, 14 и 20; 2, 8, 15, 21 и неотектонический; 17; 13; 16); б) двух структур опускания — одна оконтурена разломами 3, 5 и 6, вторая разломом 10; в) двух линейных структур, пересекающих данный район и уходящих за его границы — это грабен, образованный разломом 18, и горст, возникший в результате активизации разлома 11. Оба разлома отличаются незначительной амплитудой, но их конфигурация позволяет считать, что они пространственно совмещаются с разломами самого глубинного заложения. Свод, образованный разломами 1 и 7, мы не рассматривали, так как разлом 1 проявлен недостаточно четко.

Характерным является также то, что рельефообразующие структуры сопрягаются не только пространственно, но и во времени: они формируются почти одновременно в единый этап формирования тектонического рельефа. При этом рельефообразующие перемещения одной структуры чередуются поднятиями или опусканиями соседних структур. И чередование это подчинено какой-то пока неясной, но несомненно существующей закономерности. Иначе нельзя объяснить постоянное чередование воздыманий и опусканий, независимо от того, к одной или различным морфоструктурам относятся сменяющие друг друга во времени перемещения фундамента.

Именно такому наложению структурных форм обязано мелкоблоковое строение отдельных, выраженных в рельефе морфоструктур. И только благодаря последнему обстоятельству и можно реконструировать процесс формирования тектонического рельефа, а вместе с этим и получить некоторое представление о глубинных структурах. Причем несомненно, что нами использованы еще не все возможности к познанию недр, которые дают нам топографические карты, отражающие рельеф поверхности.

Области с преобладающей тенденцией к прогибанию

В качестве примера области, характеризующейся устойчивой тенденцией к прогибанию, был взят Тургайский прогиб. Необходимо отметить, что территория прогиба покрыта плотным плащом кайнозойских отложений, достигающих местами значительной мощности. Тектонические формы сглажены наложившейся эрозией и могут быть реконструированы только на основании отдельных реликтовых возвышенностей или уступов.

Морфометрический метод выявления палеорельефа основан на контрастности форм современного. Чем моложе рельеф, чем больше относительная разница высот отдельных участков, тем легче выявить блоковые структуры фундамента с помощью топографических карт. С этих

позиций в пределах Тургайской провинции существуют наихудшие условия для применения морфометрического метода. Если он может быть использован на этой территории, то практически он пригоден для анализа любых форм рельефа. Тургайский прогиб детально изучен с помощью буровых скважин. Благодаря этому выводы, полученные при анализе топографических карт, могут быть проверены сопоставлением их с геологическими данными. Таким образом, здесь основательно можно апробировать разрешающую способность этого метода исследований.

Тургайский прогиб представляет собой обширную площадь, вытянутую вдоль восточного склона Урала. Наиболее типичным ландшафтом прогиба являются степной и полупустынный. Северная часть представляет собой лесостепь, в южной наблюдаются глинистые и песчаные пустыни. Местами об уничтоженных в результате денудации тектонических форм рельефа можно судить лишь по ландшафтным особенностям — наличию озер, их расположению, очертаниям гидросети.

Морфометрический анализ территории Тургайского прогиба был проведен по топографическим картам крупного масштаба. Его можно было бы провести и на планшетах среднего масштаба. Для территорий с контрастным рельефом эти карты даже предпочтительнее, так как при генерализации рисовки рельефа, обусловленной более мелким масштабом, опускаются некоторые его детали, имеющие обычно эрозионное происхождение. Для площадей значительно выравненных, к которым относится и Тургайский прогиб, удобнее карты крупного масштаба, так как генерализация могла уничтожить немногие еще сохранившиеся реликты тектонического рельефа. Даже в условиях сглаженного рельефа Тургайского прогиба главным ориентиром для выделения блоковых структур фундамента была разница высот.

Определение минимальной разницы высот. В пределах изучаемой площади разница высотных отметок близлежащих участков колеблется от нескольких метров до 100 м, реже более. Чаще всего разница соседних разновысотных участков равна двум-четырем десяткам метров. Если за минимальную разницу высот взять 10 м, то выделенные блоки образуют такую густую сеть, что расшифровать ее в этом масштабе не представляется возможным. Если же минимальная разница высот будет равна 30—40 м, то, наоборот, вся территория прогиба будет разделена лишь на несколько участков. Исходя из этого за минимальную разницу отметок, достаточную для того, чтобы отнести соседние участки к разным блокам, была выбрана величина в 20 м. Это обеспечило равномерную густоту блоковой сети и относительно близкие размеры площадей выделенных блоков. Последние колеблются от 2-3 км² до 7-8 км². Преобладают блоки средних размеров.

Выделение опорных высот. После определения минимальной разницы высот на карте были отмечены опорные высотные отметки, т. е. отметки, позволяющие судить о соотношении уровней высот тектонического рельефа на отдельных участках. Сюда были отнесены отметки водораздельных поверхностей, вершин сопок, а также более или менее значительных выровненных пространств. Характерным для Тургайского прогиба является то, что почти все показанные на топографической карте высотные отметки можно использовать как опорные для установления форм тектонического рельефа.

Опорные высоты в соответствии с гипсометрическими уровнями были подразделены на группы. В данном случае в диапазоне имеющихся высот (от 63 м до 458 м, обычно от 150 до 400) выделены группы уровней: свыше 450 м, 450—430, . . . , 110—90 и менее 90 м. Каждая высотная отметка индексировалась на карте (или на наложенной на карту восковке).

Выделение блоков. В самостоятельный тектонический блок рельефа выделялся участок, индексированный или одной высотной отметкой,

или несколькими отметками, находящимися в границах одной из выделенных выше групп. Участки с разной высотой в один участок не объединялись.

Граница между разновысотными участками (блоками тектонического рельефа) проводилась на основании характерных особенностей рельефа, размещения и конфигурации речной и овражной сети, размещения озер и ориентации их длинной оси, а главное по совокупности всех этих данных.

Эта стадия морфометрического анализа (по рекомендуемой методике) заканчивается составлением схемы размещения разновысотных блоков рельефа (рис. 17). Даже эта схема дает ориентировочное представление о блоковых структурах, наиболее устойчивых группировках блоков и их тенденции — к воздыманию или опусканию.

Проведение линий рельефообразующих разломов. На рис. 18 изображена территория Тургайского прогиба с восстановленными рельефообразующими разломами. Реконструкция проведена для несколько большей площади, а здесь представлена лишь его центральная, наиболее интересная в смысле процесса образования рельефа, часть. К западу и востоку от нее располагаются области, которые в отдельные стадии формирования рельефа были стабильными или же воздымались. К югу находится площадь устойчиво подвергавшаяся опусканиям. Севернее лежит область, проявившая в послетуронское время тенденцию к опусканию. Тектонический рельеф центральной части прогиба, отображенной на рис. 18, сформировался в результате наложения перемещений разного знака.

Принцип проведения линий рельефообразующих разломов наиболее четко виден на примере восстановления разломов 27 и 28. Обе эти линии очень плавно изогнуты и составлены из непрерывного ряда отрезков, представляющих собой границы соседних блоков. При этом контролем для проведения линии разлома 27 служило постоянное превышение западного борта над восточным, примерно на два порядка. Местами это соотношение нарушалось в результате совмещения с другими рельефообразующими разломами или же в связи с наложившимися процессами эрозии. Почти также отчетливо прослеживаются разломы 1 и 6, с той разницей, что они не непрерывны, а разбиты на несколько отрезков, смещенных относительно друг друга на то или иное расстояние. Это позволяет считать, что они были активными на ранних стадиях рельефообразования.

Иной пример можно привести, рассматривая линию, оконтуривающую дважды подновлявшийся свод (разломы 23 и 32). В южной части, от блоков с абс. отметками 231 и 265 м, она отклоняется к востоку, меняя субмеридиональное простирание на юго-восточное. Между тем ее можно было бы продолжить в том же направлении, разделяя блоки с высотами 242 м (с запада) и 220 м (с востока) и далее. Но в этом случае нарушалось правило — в северной части линии был бы выше восточный борт, а в южной западный. Линия этого разлома, несмотря на то что она не пересекается другими разломами, выражена неотчетливо. По-видимому, этот разлом неоднократно подновлялся.

Следующие по возрасту разломы уже не являются сплошными, а представлены двумя, тремя или большим количеством разобценных отрезков, перемещенных один относительно другого по более позднему рельефообразующим разломам. Чем более ранний разлом, тем на большее количество отрезков он может быть разделен. Например, разлом 6 состоит из 8 фрагментов (в пределах площади, изображенной на рис. 18), однако прослеживается он четко, особенно если учесть малую контрастность рельефа Тургайского прогиба.

Как уже упоминалось, при проведении линий разломов обращалось внимание на сохранение более или менее постоянного соотношения вы-

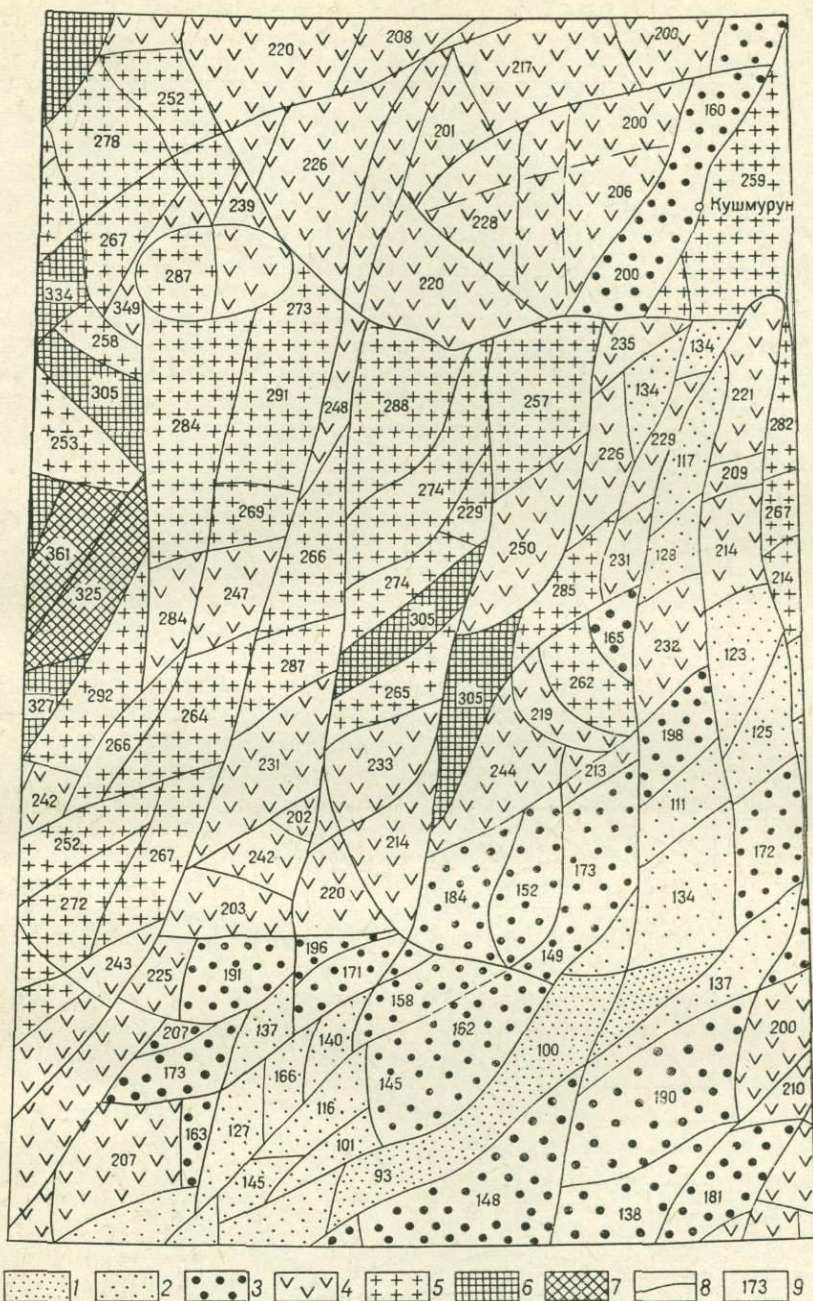


Рис. 17. Схема размещения разновысотных блоков тектонического рельефа Тургайского прогиба.
(на рис. представлена не вся изученная площадь)

Интервалы высот, в м: 1 — менее 100, 2 — 100—150, 3 — 150—200, 4 — 200—250, 5 — 250—300, 6 — 300—350, 7 — 350—400; 8 — границы блоков тектонического рельефа; 9 — условная высота блока

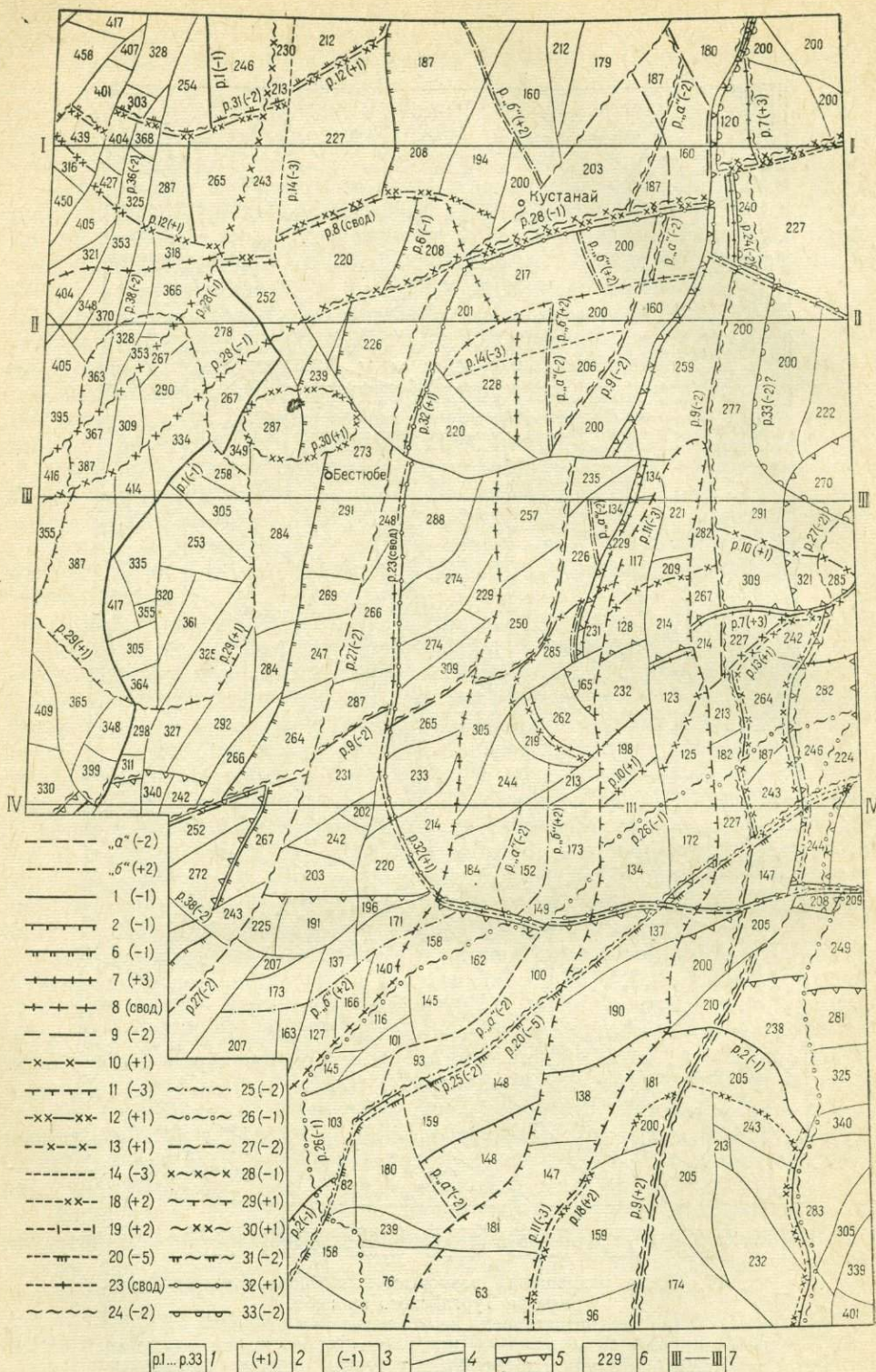


Рис. 18. Схема размещения рельефообразующих разломов Тургайского прогиба (площадь рассматриваемой территории 625×410 км).

Рельфообразующие разломы (разломы 3, 4, 5, 15, 16, 17, 21, 22 расположены восточнее площади рисунка): а, б — раннемеловые; 1—7 — апт-альбские; 8—13 — альб-сеноманские; 14—23 — туронские; 24—25 — маастрихтские; 26 — палеоценовый; 27—31 — эоценовые; 32—33 — олигоценовые.

сот по обе стороны от них. Там, где разлом совмещается с другим, на гипсометрическом уровне блоков, граничащих по этому отрезку, должны сказаться оба разлома: разница высот должна соответствовать сумме их амплитуд. При этом если в обоих случаях перемещался один и тот же бок разлома, амплитуды складываются, с учетом знака перемещения; если же тектонически активными были участки по разные стороны от разлома, то амплитуды с одинаковым знаком гасятся, а с разным — увеличивают контрастность высотных отметок. Например, в северной части площади (см. рис. 18) на нескольких отрезках совмещаются разломы 8 (свод) и 12 (горст, северная ветвь которого оказалась за пределами площади рисунка). При воздымании свода активными были блоки, расположенные к югу от разлома. По разлому 12 перемещались северные блоки. Амплитуды перемещений были примерно одинаковы, и гипсометрические уровни блоков, находящихся по разные стороны линии разлома, близки. Расшифровке линий рельефообразующих разломов очень помогло то, что некоторые из них являются субпараллельными или субсимметрично расходящимися. Если соотношение высот их бортов было зеркальным по отношению друг к другу, то такие разломы классифицировались как две ветви одного разлома — грабена или горста, в зависимости от того, опущена или приподнята центральная полоса. К таким грабенам отнесены опускания по разломам 9, 11, 24, 27, 28 и некоторые другие. Обычно выделение рельефообразующих разломов продолжается до тех пор, пока все блоки не будут разграничены тектоническими линиями. Для территории Тургайского прогиба этого не удалось сделать, так как тектонический рельеф здесь сильно замаскирован более поздними процессами эрозии.

Определение амплитуды и знака перемещения. Рельеф поверхности Тургайского прогиба в результате длительной эрозии представляет собой слабо всхолмленную равнину. В связи с этим определение точной амплитуды рельефообразующих перемещений (мел-палеогенового возраста) невозможно. Однако если допустить, что скорость эрозии приподнятых участков была примерно одинакова, то по разнице современных высот можно судить об относительном соотношении размаха отдельных перемещений. Другими словами, основываясь на реликтах тектонического рельефа, можно лишь определить примерно, во сколько раз амплитуда одного разлома превышала амплитуду другого разлома, а не абсолютную разницу этих амплитуд и не их величину. За относительный порядок превышения в соответствии с принятой минимальной разницей высот была взята величина, соответствующая 20 м в современном рельефе.

В пределах прогиба нами были установлены перемещения в 1, 2, 3, 4 и 5 порядков, что соответствует разнице отметок современного рельефа, примерно близкой к 20, 40, 60, 80 и 100 м.

При определении амплитуды и знака перемещения разломы были разделены на две группы. В первую входили те из них, которые замыкали, почти замыкали или имели тенденцию к замыканию каких-либо участков. Перемещенный бок для таких разломов определялся непосредственно по конфигурации разлома, исходя из тех предпосылок, что подвижным был вписанный контур, а не его окружение. Амплитуды таких разломов приведены в табл. 5.

Ко второй группе были отнесены линейные разломы, по абрису которых невозможно судить о том, какой бок был стабильным, а какой тектонически активным. В последующем выявилась еще третья группа

Другие знаки на рисунке: 1 — номера разломов; 2 — воздымание и его амплитуда в относительных порядках (за один порядок принимается разность гипсометрических уровней современного рельефа, равная 20 м); 3 — опускание и его амплитуда в относительных порядках; 4 — разломы, для которых связь с пространственным размещением меловых и палеогеновых отложений не установлена; 5 — контур области юрских впадин; 6 — условная высота блока; 7 — линии разрезов

Амплитуда и знак перемещения по разломам первой группы

№ разлома	Конфигурация разлома, перемещавшийся бок	Амплитуда в порядках и знак
<i>a</i>	Слабовогнутая дуга, открытая на восток. Опускался восточный бок	-2
<i>б</i>	То же, компенсирует влияние разлома <i>a</i> там, где они совмещены. Перемещался восточный бок	+2
2	Очень выпуклая асимметричная дуга, открытая к югу. Перемещался южный бок	-2 (3?)
7	Ограничивает клин	+3
8	Ограничивает полуовал, открытый на запад (часть свода)	+1-+2
10	Описывает замкнутый контур	+1
11	Оконтуривает клинообразный прогиб	-3
12	Оконтуривает горст	+1
13	Оконтуривает небольшую (возможно реликтовую) возвышенность	+1
14	Полукруг, открытый к северу, оконтуривает площадь опускания	-3
18	Оконтуривает с севера овалоподобный участок	+2
20	Слегка изогнутая, открытая на юг, линия	-5
23	Почти полностью оконтуривает свод	+1
24	Представлен двумя ветвями, ограничивающими прогиб	-2
27	То же	-2
28	Две субпараллельно расходящиеся на северо-востоке ветви	-1
29	Оконтуривает небольшое поднятие	+1
30	То же	+1
33	Часть дуги, открытая к востоку	-2

разломов, установить которые оказалось возможным только после сопоставления сети разломов с ареалами седиментации отложений, субсинхронных процессу формирования тектонического рельефа. Как правило, такие перемещения подновляют более ранние.

Для вычисления знака и относительного размаха вертикальных перемещений для линейных разломов необходимо было установить условную среднюю высоту выравненной поверхности допозднемелового возраста. Наиболее целесообразно было приравнять ее (с некоторыми поправками) к уровню блока, подвергнувшегося наименьшему количеству перемещений. Это, конечно, не высота прошлого пенеплена, так как этот блок мог неоднократно перемещаться, когда опускался или вздымался весь район как единое целое.

В данном случае (см. рис. 18) таким является блок у западной кромки планшета с абс. отметкой 355 м. Этот блок, насколько позволяет судить точности проведенного анализа, перемещался по рельефообразующим разломам только один раз, вовлеченный в площадь сводового поднятия (разлом 8). При этом амплитуда поднятия была, вероятно, незначительной, так как блок расположен в краевой зоне свода, где размах восходящих движений затухает.

Предположим, что этот блок был приподнят на половину порядка и средний уровень домеловой поверхности, следовательно, соответствует 340 м современного гипсометрического уровня.

Эта величина должна быть преобразована в соответствии с тем, что амплитуды перемещений измерялись (в данном случае) в относительных порядках, а не в абсолютных значениях. За порядок принята разница современных высот в 20 м. Следовательно, условная высота допозднемеловой поверхности (фоновая высота) равна 17 порядкам ($340 : 20 = 17$).

Расчет амплитуды перемещений и их знака производился не в порядке возраста разломов (начиная от более ранних к более поздним), а в зависимости от степени ясности расшифровки — вначале дешифровались разломы, выделяющиеся более четко. Для расчета брались два блока, расположенные по разные стороны от разлома. Вычисления производились по упоминаемой выше формуле:

$$H_{\text{бл}} = h_{\text{ф}} + h_1 + h_2 + \dots + h_n + x \text{ (или } y \text{)}.$$

В рельефе Тургайского прогиба, как оказалось, наиболее четко выражены разломы, проходящие в северо-восточном направлении (в северо-западной части площади они почти субмеридиональны). С них и начато было определение характера выделенных разломов. Чтобы не оговариваться каждый раз, укажем, что в приведенных ниже расчетах за « x » везде приняты южный, восточный или юго-восточный бок разломов, а за « y » — их северный, западный или северо-западный бок. Здесь и далее все высоты даны в порядках. Высоты блоков, на которые опирается расчет, индексированы абс. отметками (например, 13_{бл. 254}); высота среднего уровня доверхнемеловой поверхности индексирована буквой «ф» (фоновая высота); амплитуды разломов — соответствующими им номерами. Реликты (останцы) более древнего рельефа использовать для определения знака перемещения нельзя.

Определения знака перемещения были сделаны для всех выделенных разломов, однако здесь приведены лишь те рельефообразующие разломы, для которых был установлен геологический возраст (при последующей обработке данных).

Несколько западнее отображенной на рис. 18 площади проходят два отчетливо выраженных в рельефе разлома северо-восточного простирания, относящиеся, вероятно, к одним из наиболее поздних. По ним произошли опускания, амплитуду которых определить трудно в связи с большим количеством нарушений на этом участке. Они могли оказать

влияние на гипсометрический уровень близ лежащих восточных блоков.

Для определения знака перемещения по *разлому 1* и уточнения амплитуды были взяты блоки с высотами 287 (западный бок) и 265 (восточный бок). Оба блока, помимо упомянутых выше нарушений, были приподняты по разлому 12, являющемуся грабеном. Подставим соответствующие значения в формулу:

$$14_{\text{бл.287}} = 17_{\phi} + 1_{12} + y; \quad y = -4,$$

$$13_{\text{бл.265}} = 17_{\phi} + 1_{12} + x; \quad x = -5.$$

Как x , так и y имеют отрицательное значение. Однако при тектонической активизации этого разлома один его бок должен был быть стабильным, и результат решения можно приписать тому, что не было учтено опускание по какому-то разлому (разломам), равное 4 порядкам. Вероятно, это те опускания, о которых шла выше речь. В этом случае следует считать $y=0$, а $x=-1$. Следовательно, на один порядок был опущен восточный бок разлома. Разлом 1 только незначительной частью входит в пределы площади, изображенной на рис. 18, — продолжаясь далее к югу, он окаймляет западный борт прогиба.

Знак перемещения по *разлому 6* вычислялся по блокам с отметками 220 (западный бок) и 208 (восточный бок). Оба блока испытали подвижки по разломам: 1 (-1), 8 ($+1$ — свод), 14 (-3) и 28 (-1 — сложной формы грабен).

$$11_{\text{бл.220}} = 17_{\phi} - 1_1 + 1_8 - 3_{14} - 1_{28} + y; \quad y = -3.$$

$$10_{\text{бл.208}} = 17_{\phi} - 1_1 + 1_8 - 3_{14} - 1_{28} + x; \quad x = -4.$$

Здесь влияние опусканий по нарушениям, находящимся западнее границы исследуемого района, несколько меньше (-3). По разлому 6 опустился на один порядок восточный бок.

Разлом 9 представлен двумя почти симметрично расходящимися в южной части ветвями. Собственно это разлом первой группы, так как он окаймляет прогиб. Расчеты для него проведены с целью проверки. Проверка знака движения по западной ветви сделана по блокам с высотами 250 (западный бок) и 285 (восточный бок). При расчете возник вопрос — принимать ли во внимание опускания по разломам 1 и 6, расположенным более чем на 100 км западнее данного разлома. При первом расчете амплитуды разломов 1 и 6 не были приняты во внимание.

Блок с отметкой 250 перемещался по разломам 23 ($+1$), 25 (-2), и 29 (-2).

$$12,5_{\text{бл.250}} = 17_{\phi} + 1_{23} - 2_{25} - 2_{29} + y; \quad y = -1,5.$$

Блок с высотой 285 кроме упомянутых перемещений вовлекался в подвижки по разломам 7 ($+3$) и 10 ($+1$).

$$14_{\text{бл.285}} = 17_{\phi} + 1_{23} - 2_{25} - 2_{29} + 3_7 + 1_{10} + x; \quad x = -4.$$

Результаты показывают, что не учтено влияние опускания, равного по амплитуде 1,5—2 порядкам. Естественно предположить, что эта суммарная амплитуда движений по разломам 1 и 6. Следовательно последние являются крупными разломами регионального плана, захватившими большую площадь. Повторный расчет уже учитывал их.

$$12,5_{\text{бл.250}} = 17_{\phi} + 1_{23} - 2_{25} - 2_{29} - 1_1 - 1_6 + y; \quad y = +0,5; \quad y = 0.$$

$$14_{\text{бл.285}} = 17_{\phi} + 1_{23} - 2_{25} - 2_{29} - 1_1 - 1_6 + 3_7 + 1_{10} + x; \quad x = -2.$$

Результат решения подтверждает визуальные наблюдения — на два порядка опустился восточный бок этой ветви разлома.

Проверка знака движения по восточной ветви разлома произведена по блокам 267 (восточный бок) и 309 (западный бок).

$$13_{бл.267} = 17_{\phi} + 1_{23} - 2_{25} - 2_{29} - 1_1 - 1_6 + 3_7 + 1_{10} + y; \quad y = -3.$$

$$15_{бл.309} = 17_{\phi} + 1_{23} - 2_{25} - 2_{29} - 1_1 - 1_6 + 3_7 + 1_{10} + x; \quad x = -0,5; \quad x = 0.$$

Если для расчета амплитуды разлома 9 взять более северные блоки, то получится, что западный бок опустился всего на один порядок. Но здесь необходимо учесть, что блоки северо-западной части Тургайского прогиба, по-видимому, не могут быть использованы для определения амплитуд в связи со значительно большей степенью эродированности поверхности на этом участке.

Из приведенных выше расчетов видно, насколько важно учитывать всю сумму перемещений, которым подвергался каждый блок.

При сопоставлении реконструированной сети рельефообразующих разломов с ареалами распространения отдельных свит выявилось, что некоторые из вышеописанных разломов впоследствии подновлялись, иногда частично. Разломы подновляющие более ранние выделены нами в третью группу. К ним отнесены:

Разлом 25 — с помощью топографической карты не выявляется, так как на всем протяжении полностью совмещен с разломом 20. Однако он несомненен: им контролировался ареал седиментации в маастрихте на юге прогиба.

Разлом 26 — оконтуривает почти замкнутую (с запада, севера и востока) площадь. Из анализа высот на топографической карте трудно судить, происходило по нему воздымание или опускание, так как вдоль него фиксируется как положительная, так и отрицательная разницы высот контактирующих блоков. Вызвано это тем, что на этом участке неполностью выявлен характер блоковых перемещений. Однако разлом контролирует площадь развития палеоценовых отложений и, следовательно, в палеоцене или несколько ранее этот участок опускался.

Разлом 32 — совпадает со сводовым поднятием, оконтуренным разломом 23, т. е., иными словами, подновляет его. Выделен на том основании, что в эоцене он входил в состав области морского осадконакопления, а в олигоцене являлся уже областью сноса — в его пределах отсутствуют широко распространенные отложения среднего олигоцена.

Так как территория исследования больше, чем представленная на рис. 18 площадь, то часть рельефообразующих разломов (разломы 3, 4, 5, 15, 16, 17, 21, 22 и 31) проходит за пределами приведенной схемы. Большая часть из них является локальными разломами, не оказавшими влияния на формирование тектонического рельефа рассматриваемой территории. Интересен только разлом 3 — он оконтуривает с востока площадь прогиба, спускающегося по разломам 1 и 6, чьи восточные ветви совмещаются в этой линии.

Итак, в результате ряда последовательных операций была составлена система разломов, с помощью которых можно объяснить соотношение гипсометрических уровней отдельных разновысотных участков на территории Тургайского прогиба. Однако некоторые блоки тектонического рельефа не захватываются этой системой и имеют резко большую или меньшую высоту, чем соответствующий им по характеру движений ряд блоков. Правомерно предположить, что это реликты возвышенностей или впадин, сохранившихся на исходной выравненной поверхности до начала формирования тектонического рельефа. Определить порядок отклонения высоты этих останцов древнего рельефа от среднего уровня поверхности выравнивания можно по вышеприведенному уравнению.

Определения превышений над средним уровнем были сделаны для всех блоков, высота которых не увязывается с сетью разломов. Но при-

водить их здесь излишне, так как они не повлияли на ход дальнейшего анализа. Некоторые из опущенных блоков примыкают к линиям разломов — возможно это приразломные впадины. Интересно другое — некоторые из реликтовых возвышенностей образуют в совокупности цепочку, обрисовывающую овалоподобную площадь. Косвенно это говорит о том, что рельефообразующие разломы отдаленных геологических эпох могли совпадать с теми же разломами фундамента, с которыми совпадают рельефообразующие разломы последней эпохи формирования тектонического рельефа.

Возраст рельефообразующих разломов. Для определения возраста разломов необходимо было сопоставить их конфигурацию с размещением предположительно синхронных отложений, так как последовательно происходящие воздымания и опускания определяли размещение участков сноса и осадконакопления. На этом этапе, впервые с начала процесса исследования, основой являются геологические данные.

Из геологической истории Тургайского прогиба известно, что тектонический рельеф этой территории сформирован в мелу и палеогене, и позднее был подновлен в результате неотектонических движений.

Если область распространения какого-либо горизонта совпадает полностью или частично (в этом случае следует проследить, как на формирование области осадконакопления могли влиять более ранние разломы) контролируется каким-либо опусканием, то логично считать, что разлом чуть более ранний или синхронный времени отложения рассматриваемого горизонта. Воздымания могут быть датированы по совпадению приподнятых по рельефообразующим разломам блоков с участками отсутствия отложений определенного возраста.

Тургайский прогиб, несмотря на мощный покров палеогеновых, неогеновых и четвертичных отложений, хорошо изучен — на его территории пройдено большое количество буровых скважин. Поэтому здесь составлены не только карты домелового фундамента, но и палеогеографические карты для различных веков мела, палеогена, неогена, а также схемы размещения триасовых, юрских и четвертичных отложений. Нами для определения возраста разломов использовались схемы, иллюстрирующие XXXIV том Геологии СССР [9], составленные Г. Р. Қирпалем и В. А. Хацкевич и др. Восстановление возраста разлома было сделано путем сопоставления конфигурации и знака разлома (см. рис. 18) с контурами выхода и составом мезо-кайнозойских отложений различного возраста.

Так как нами не изучались поверхности выравнивания и их возраст, следовало проверить, каковы взаимоотношения выявленных рельефообразующих тектонических нарушений с ареалами размещения домеловых отложений. Оказалось, что площадь развития триасовых вулканоогенных пород почти полностью совпадает с клинообразным участком, ограниченным разломом 7, лишь местами выходя за его пределы. Следовательно, этот разлом был тектонически активным не только в позднем мелу, но и в триасовое время, оконтуривая опускание, являющееся ареалом вулканической деятельности. Отсутствие на этой площади терригенных толщ того же возраста говорит о том, что опускание полностью компенсировано вулканическими образованиями. А отсутствие шлейфов грубообломочных пород по окраине выходов триасовых эффузивов не позволяет считать, что эта площадь была превращена в возвышенность в результате их накопления. Таким образом, на формирование крупных форм тектонического рельефа мелового возраста это опускание не оказало влияния.

Размещение юрских отложений также вписывается в выявленную блоковую сеть (см. рис. 18), но они не оконтуриваются выявленными нами более поздними рельефообразующими разломами. Юрские породы представлены различными по составу терригенными образованиями, со-

держащими прослой углистых отложений и бурых углей. Судя по наличию последних, участки развития юрских отложений были значительно опущены и в домеловое время являлись наиболее низменными площадями, размещение которых следует учесть при реконструкции палеорельефа.

Разломы *a* и *b* не совпадают по своей конфигурации с выходами как юрских так и меловых отложений. Они разобщены на большое количество отрезков и их целесообразно отнести к раннемеловым. Наиболее вероятно, что разломы *a* и *b* не являются собственно разломами, а оконтуривают отрицательные (более ранние) и положительные (более поздние) формы раннемелового рельефа, образованные в совокупности целого ряда перемещений.

Разломы доантские и антские. Разлом 1 ограничивает с востока возвышенность, бывшую в апт-альбское время областью сноса. Разлом 2 оконтуривает северную границу выхода континентальных терригенных отложений апт-альбского (апт + первая половина альба) возраста. Разломы 3, 4, 5 — совокупность воздыманий по двум последним с опусканием по разлому 3 определила западную границу области сноса на востоке Тургайского прогиба, т. е. они также относятся к начальной стадии формирования этой крупной морфоструктуры. Разлом 6 делит прогиб, ограниченный с запада и востока возвышенностями, являющимися областями сноса, на две области: западнее этого нарушения отсутствуют даже изолированные выходы апт-альбских отложений; восточнее они образуют ареал небольших изолированных выходов. Можно предположить, что опускание по этому разлому привело к образованию ступени в рельефе. Разлом 7 отнесен к апт-альбскому времени потому, что он смещается по последующим рельефообразующим нарушениям.

Указанная нумерация разломов не отвечает их возрастной последовательности совершенно точно. Так, разлом 2 не соприкасается с другими разломами этого возраста и его взаимоотношения с ними не ясны. Но скважины, пробуренные на площади, опущенной по этому разлому, вскрыли в основании меловой толщи низы апта и даже неоком. Следовательно, это один из самых ранних разломов. Разлом 7, возможно, более ранний, чем разломы 4 и 5.

Альбские и сеноманские разломы (вторая половина альба + сеноман). Разлом 8 — это сводовое воздымание, совпадающее по очертаниям с областью, лишенной осадков альб-сеноманского возраста. Разлом 9 состоит из двух ветвей, оконтуривающих грабеноподобное опускание, контролирующее размещение континентальных терригенных толщ альб-сеномана. Интересно отметить характер отложений на площади клина, расположенного между разломами 8 и 9. Этот клин не был вовлечен в поднятие, но и не был опущен как часть грабеноподобного опускания по разлому 9. Залегающие здесь альб-сеноманские отложения по фациальной характеристике относятся к образованиям наиболее возвышенных участков аккумулятивных равнин — это главным образом песчаные образования.

Для разлома 10 непосредственно по сопоставлению с пространственным размещением альб-сеноманских отложений возраст не устанавливается. Но по нему смещена линия вышеописанного разлома 9, а при пересечении с разломом 11 наоборот — нарушается сплошность линии данного разлома. Опускание по разлому 11 очень отчетливо фиксируется в рельефе. Судя по очертаниям структуры и по ее положению на местности, наиболее вероятно, что она связана с подвижками альб-сеноманского возраста, так как ее простираение совпадает с простираением альб-сеноманской области аккумуляции. Более ясным признаком возраста этого опускания является присутствие в северной части образованного этим разломом грабена альб-сеноманских лигнитовых глин с

тонкими прослоями песков и алевритов. Подобные отложения характеризуют наиболее пониженные участки аккумулятивных равнин.

Разлом 12 отнесен к альб-сеноманским на том основании, что это горстообразное субширотное поднятие оконтуривает полосу отсутствия этих отложений. Для разлома 13 возраст определить трудно, он описывает локальную возвышенность и пересечения с другими разломами отсутствуют. К поднятиям альб-сеноманского возраста отнесен условно.

Туронские разломы — выявились не только по соответствию их очертаний с ареалами размещения осадков этого возраста, но также и по изменению области туронского осадконакопления по сравнению с альб-ским и сеноманским веками. Разлом 14 — опускание отчетливо датируется как туронское по его совмещению с областью развития морских отложений этого возраста. При этом или опускание было весьма значительным или же длительно живущим, так как оно оконтуривает также площадь сантон-кампанской и маастрихтской седиментации. Для разлома 18 возраст определен условно, по характеру пересечения с разломами 24 и 25, имеющими маастрихтский возраст — он перемещен по ним. Косвенно возраст подтверждается тем, что где-то в пределах участка фациальный состав отложений этого возраста непостоянен, т. е. фациальные условия были изменчивы. Разлом 20 контролирует область туронского осадконакопления в южной части Тургайского прогиба. Разлом 23 — туронский возраст этого сводового поднятия также бесспорен. Поднятие изменяет контур области альб-сеноманского осадконакопления, выводя за ее пределы в туронском веке оконтуренную им площадь.

Маастрихтские разломы представлены опусканиями, возраст которых датируется четко, по совпадению ограниченных ими прогибов с областями размещения морских отложений этого возраста. При этом оба разлома развиваются унаследованно: разлом 24 подновляет разлом 9 (грабен альб-сеноманского возраста), а разлом 25 на всем протяжении совмещен с туронским опусканием (линия тектонического нарушения 20).

Палеоценовые разломы — к этому возрасту отнесен один разлом 26, выделенный на основании стратиграфических данных (разломы третьей группы).

Эоценовые разломы — к ним прежде всего относится прогиб, образовавшийся вследствие опускания по разлому 27, выполненный морскими отложениями этого возраста. Прогиб также развивался унаследованно, пересекая в субмеридиональном направлении Тургайский прогиб. Однако площадь его значительно шире, чем опускания по разломам 9 и 24, не говоря уже о грабене, образованном в результате опускания по разлому 11. Эоценовые отложения в северной части Тургайского прогиба распространены и западнее грабена, образованного разломом 27, что позволяет датировать этим же возрастом и опускание по разлому 29. Последний несколько смещает линию, оконтуривающую небольшое поднятие (разлом 28), в связи с чем ей приписан тот же возраст. Разлом 30 отнесен к эоцену на основании морфологической близости к разлому 28. Область морского осадконакопления в конце эоцена — начале олигоцена располагалась еще далее к западу. Однако линий, совпадающих с границами площади развития этих отложений, не установлено. Или же увеличение площади осадконакопления произошло за счет опускания всего района в целом, или же при морфометрическом анализе данных топографических карт нами не был выявлен один из рельефообразующих разломов. То, что отложения этого возраста не заходят в пределы возвышенности, оконтуренной разломом 28, делают более вероятным первое предположение.

Олигоценовые разломы — к ним условно отнесено сводовое поднятие (разлом 32), подновляющее туронское воздымание (отсутствуют среднеолигоценовые отложения, широко развитые на других участках

территории Тургайского прогиба). Возраст разлома 33 остался не определенным.

Зависимость между размещением неогеновых и четвертичных отложений и конфигурацией каких-либо определенных рельефообразующих разломов не установлена. Однако часть из выявленных разломов осталась не расшифрованной (см. рис. 18). Возможно, что некоторые из них являются позднейшими. Так, например, с установленными неотектоническими перемещениями совпадают по конфигурации разлом 33 и разлом, описывающий плавную полуокружность около разлома 14, местами совмещаясь с ним. Соотношение расшифрованных и не расшифрованных разломов видно на схеме размещения рельефообразующих разломов (см. рис. 18).

Последовательность формирования тектонического рельефа Тургайского прогиба. На примере Тургайского прогиба можно рассмотреть отдельные этапы формирования тектонического рельефа, а также их последовательность для регионов, характеризующихся ярко выраженной тенденцией к прогибанию и расположенных обычно на стыке крупных структур земной коры, в данном случае складчатых систем Урала и Казахстана. Описание формирования тектонических форм рельефа базируется на приведенной выше реконструкции рельефообразующих разломов, их последовательности и характера.

С этой целью для центральной части Тургайского прогиба по линии, пересекающей его с запада на восток, были составлены разрезы, характеризующие последовательное изменение профиля поверхности, но поскольку они более или менее идентичны, здесь приведен только один (рис. 19).

Профиль доаптской поверхности, отображенной на рис. 19, в западной части выравненный. В восточной части его осложняют два ступенчатых опускания, зафиксированных присутствием юрских терригенных отложений. Кроме того здесь же располагается небольшая реликтовая возвышенность (блок с отметкой 235). Формирование тектонического рельефа началось в апте с образования грабена (опускание по разлому 1) шириной около 400 км — расстояние от разлома 1 до разлома 3 на широте этого профиля достигает 380 км. Далее опять последовало опускание, но ширина опускающейся части прогиба стала меньше, так как западная граница тектонически активной в это время зоны переместилась к востоку; восточная граница оставалась стабильной. Таким образом, уже в это время была заложена асимметрия Тургайского прогиба — смещение осевой части к востоку. Ширина зоны, опускающейся по разлому 6, была около 300 км.

Перед началом новой стадии опусканий произошло воздымание, сначала клина в восточной части (разлом 7), затем свода в западной части. Последний захватывает области, расположенные западнее, т. е. не является морфоструктурой, присущей только данной прогибающейся области. Новая стадия опусканий началась с формирования грабена по разлому 9. Ширина тектонически активной зоны, расположенной между двумя ветвями этого разлома, достигала в этом пересечении 70 км. Последующее опускание по разлому 11 захватывало еще меньшую зону — чуть более 20 км. При этом если все предыдущие опускания простирались на всю длину Тургайского прогиба, перемещение не затронуло его северной части.

Следующая, третья стадия опусканий отделяется от предыдущей образованием сводового поднятия в туроне (разлом 23). Начинается она с опускания по разлому 24, равному по площади прогибу, образованному в результате проявления разлома 9 и проходящего в тех же границах. Затем последовало опускание по разлому 27, две ветви которого ограничивали прогиб шириной (на данной широте местности) около 235 км, т. е. почти равный площади, опущенной по разлому 6.

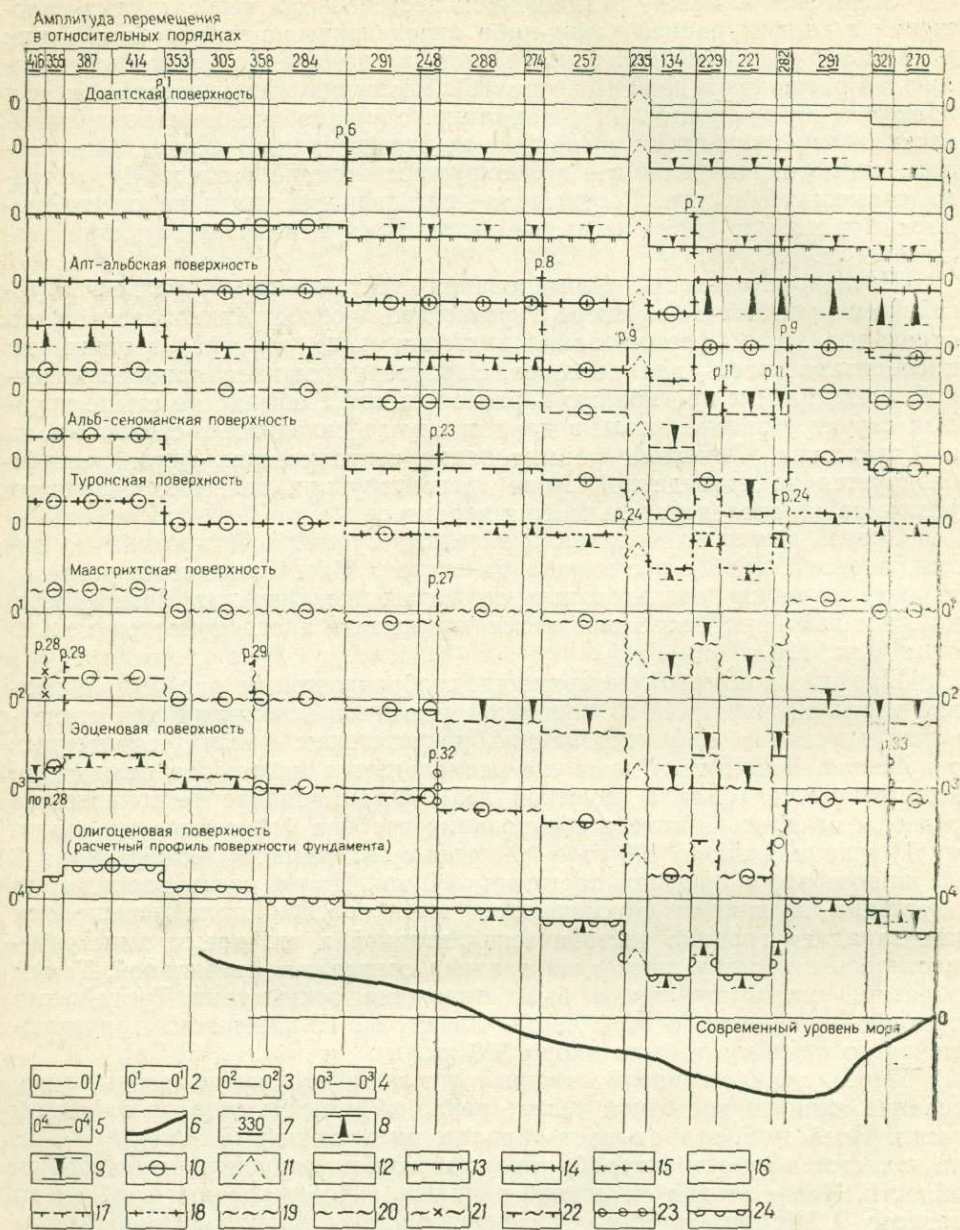


Рис. 19. Схема сопоставления расчетного профиля поверхности фундамента рыхлого чехла с фактическим (разрез по линии III—III, рис. 18).

1 — уровень поверхности до начала формирования тектонического рельефа; 2 — соответствующий ему уровень, изменивший свое гипсометрическое положение в послетуронское время в связи с общим перемещением всего района в целом; 3 — то же, после перемещений в маастрихте; 4 — то же, в палеоцене; 5 — то же, в эоцене; 6 — фактический профиль современной поверхности фундамента; 7 — условная высота поверхности блока тектонического рельефа; 8 — приподнятый блок; 9 — опущенный блок; 10 — стабильный блок; 11 — реликтовые возвышенности. Рельефообразующие разломы (их номер и амплитуда перемещения в порядках: «+» — воздымание, «-» — опускание): 12 — 1 (-1); 13 — 6 (-1); 14 — 7 (-2); 15 — 8 (+1, свод); 16 — 9 (-2); 17 — 11 (-3); 18 — 23 (+1, свод); 19 — 24 (-2); 20 — 27 (-2); 21 — 28 (-2); 22 — 29 (-2); 23 — 32 (+1, свод); 24 — 33 (-2)

После этого, в конце эоцена, образовались локальные поднятия, не изменившие существенным образом профиль поверхности.

Возможно, что в конце эоцена — начале олигоцена произошло опускание всего района в целом, что привело к увеличению в это время площади морского осадконакопления.

В среднем олигоцене, после очередной стадии опускания, было подновлено сводовое воздымание, отделяющее мел-палеогеновый этап тектонического рельефообразования от неотектонического. А. Г. Илларионов [9, с. 203—229], изучавший неотектонические движения Тургайского прогиба, утверждает, что общий абрис морфоструктуры Тургайского прогиба был подновлен в результате неотектонических движений.

Таким образом, тектоническое формирование современной морфоструктуры Тургайского прогиба, как его внешних контуров, так и строения поверхности в его пределах, происходило в течение длительного времени: начиная с апта и до четвертичного времени — т. е. на протяжении около 30 млн. лет. При этом наиболее характерные черты морфоструктуры формировались в результате грабенообразных прогибов. Образование последних произошло в несколько стадий, разделенных не только по времени проявления, но и перемежающихся восходящими движениями. В общем развитии прогиба наблюдается пульсация: вначале площадь опускания от стадии к стадии суживается, затем опять, также постепенно, расширяется. Для иллюстрации этого положения приведем следующие цифры, характеризующие параметры активных зон в центральной части прогиба.

апт-альб:	разлом 1 —	ширина прогиба	400 км;
	" 6 —	" "	300 "
альб-сеноман:	" 9 —	" "	70 "
	" 11 —	" "	22 "
маастрихт:	" 24 —	" "	70 "
эоцен:	" 27 —	" "	235 "
	неотектонические опускания: около 400 "		

Глубина погружения по перечисленным выше разломам обратно пропорциональна их ширине. Наименьшие погружения (в один порядок) произошли в результате перемещений по разломам 1 и 6, а также, вероятно, при неотектоническом подновлении контуров прогиба, иначе они явственнее были бы выражены в современном рельефе. Наибольшая глубина опускания зафиксирована по разлому 11 — она равна 3 порядкам.

Чем объяснить эту закономерность — неясно, пока это лишь эмпирически установленный факт. По-видимому, изменение ширины активной зоны и интенсивности погружения обусловлены какими-то волновыми движениями на данном участке земной коры, о чем можно судить по рис. 20. Если бы промежутки времени между проявлением этих генетически связанных рельефообразующих движений были более или менее однородными, то кривые имели бы синусоидальный облик. В данном же случае это асимметричные кривые с одним ярко выраженным минимумом (а) и максимумом (б).

Встает вопрос, почему даже неоднократные трансгрессии не привели к полному сглаживанию тектонических форм рельефа, образованных на ранних стадиях процесса? Вероятно, это оказалось возможным в связи с тем, что поднятия всего района в целом, обусловившие регрессию, произошли раньше, чем отрицательные формы рельефа морского дна соответствующих эпох были заполнены приносимым с суши терригенным материалом.

О том, что, несмотря на значительную выравненность поверхности Тургайского прогиба, в ее рельефе могли сохраниться реликты изначальных тектонических форм (по которым и можно, с некоторым трудом, реконструировать процесс их образования), можно судить и по

тому, что здесь существуют отдельные изолированные возвышенности, присутствие которых можно объяснить лишь тем, что они являются останцами древнего рельефа. По ним, конечно нельзя восстановить древние рельефообразующие нарушения, даже если они располагаются с какой-то закономерностью. Достаточно, что они сохранились, хотя эта площадь подверглась многочисленным тектоническим перемещениям и длительной эрозии.

Нельзя выявить, по-видимому, те рельефообразующие подвижки, которые подновляют предыдущие или компенсируют их, не меняя при

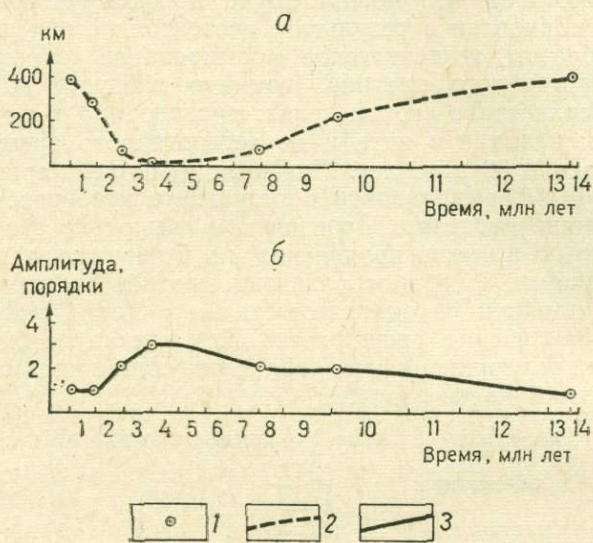


Рис. 20. Схема развития мегаграбена Тургайского прогиба с аптского века.

1 — фигуративные точки; 2 — кривая, характеризующая изменение ширины спускающейся зоны, в км; 3 — то же, глубины опускания, в порядках. Цифры под шкалой времени: 1 — апт. 2 — альб. 3 — сенман. 4 — турон. 5 — коңьяк, 6 — сантон, 7 — кампан, 8 — маастрихт, 9 — палеоцен, 10 — эоцен, 11 — олигоцен, 12 — миоцен, 13 — плиоцен, 14 — голоцен

этом конфигурации областей сноса и осадконакопления. В этом случае действительно отсутствуют как морфологические, так и геологические критерии для выделения таких рельефообразующих разломов.

В нижней части разреза (см. рис. 19) приведены расчетный профиль фундамента, составленный путем последовательного наложения рельефообразующих перемещений, а также фактический профиль поверхности доюрского фундамента, погребенного под покровом рыхлых отложений и вскрытого буровыми скважинами. Как видно из их сопоставления, общий абрис поверхности профилей совпадает — смещение осевой части прогиба к восточному его борту, постепенное понижение западного борта, более крутой склон восточного. Разница в деталях строения поверхности и размахе относительных высот (превышения одного участка над другим на фактическом профиле больше) может быть объяснена влиянием эрозионных процессов. С одной стороны, тектонические уступы, образованные в результате блоковых перемещений, размывались и, следовательно, были несколько смещены внутрь перемещенного контура; с другой — накопление мощных рыхлых толщ, продуктов размыва маскировало размах тектонических движений, и выявленные нами с помощью морфометрического анализа размеры амплитуд оказались заниженными. Почему оказалась смещенной осевая часть — пока не ясно. Отметим только, что здесь проходит долина р. Убаган.

В общем сопоставление этих профилей позволяет считать, что рельефообразующие разломы, восстановленные с помощью анализа морфоструктур по топографической карте, реконструированы верно, но амплитуды перемещений несколько занижены. М. Е. Городецкая [13], исследуя соотношения форм современного рельефа и рельефа поверхности фундамента на юге Западно-Сибирской низменной равнины, пришла к выводу о том, что ступени, выраженные в рельефе этой территории, отвечают уступам фундамента мезо-кайнозойского чехла. Таким образом и здесь наблюдается та же закономерность. Объяснить эту связь наложением новейших движений будет, по-видимому, недостаточно, так как среди последних могут быть не только унаследованные, но и инверсионного характера подвижки. Кроме того, неотектонические движения видимо обладали меньшими амплитудами. К этому выводу пришел В. А. Сигов [40], изучавший новейшую тектонику Среднего и восточной части Южного Урала. Так, например, он считает, что поднятия Кустанайского вала в этот период были незначительными, в то время как эта структура ярко выражена. Выше было показано, что при формировании рельефа Тургайского прогиба попеременно происходили то опускания, создающие специфические формы рельефа, то усложняющие их конфигурацию воздымания. Чередование движений разного знака, видимо, вообще характерно для процесса формирования тектонических форм рельефа. Однако в пределах территории Тургайского прогиба с развитием этого колоссального грабена усложняющие его (главным образом поперечные) поднятия, вероятно, не связаны генетически. Обусловленные ими формы рельефа отвечают явно различным структурам фундамента: опускания ассоциируют с субмеридиональной зоной, являющейся специфичной именно для этого участка земной коры; воздымания же тяготеют к определенной широтной зоне (что и привело к образованию поперечной по отношению к простиранию прогиба возвышенности — Кустанайского вала). Эта глубинная структура простирается далеко за пределы Тургайского прогиба как на запад, так и на восток, судя по тому что примерно на этой же линии несколько расширяется Уральский хребет и располагаются невысокие возвышенности на площади Русской платформы и Казахстана.

Межгорные впадины

В качестве примера межгорной впадины нами взята Зайсанская, расположенная между горными системами Алтая (на северо-востоке) и Тарбагатая (на юго-западе).

Морфометрический анализ топографической карты этой площади произведен таким же образом, как и для вышеописанных территорий, поэтому описание хода анализа опускается. Ниже приведены только результаты исследования.

Схема строения тектонического рельефа по данным морфометрического анализа блоковых структур Зайсанской впадины (рис. 21) показывает, что впадина представляет собой бессточную котловину, немного вытянутую в северо-западном направлении. С северо-востока, востока, юга и юго-запада она ограничена возвышенностями, достигающими 1000 м и более. На северо-западе разница гипсометрических уровней поверхности впадины и ее обрамления не столь значительна, однако понижение в сторону озера также отчетливо.

Размещение разновысотных блоков позволяет сделать заключение, что рельеф этой области обязан в основном перемещениям по кольцевым разломам, причем воздымания концентрируются по периферии (о чем легко судить по разнице гипсометрических уровней блоков, контактирующих вдоль линий этих нарушений), а опускания — в центральных частях впадины. Судя по разнице высот граничных блоков, воз-

дымания имели большую амплитуду, чем опускания, хотя истинный масштаб последних маскируется перекрывающими эти участки молодыми отложениями. Видно также, что прибрежная линия озера и водохранилища во многих случаях контролируется рельефообразующими разломами.

Процесс формирования тектонического рельефа реконструирован здесь также с отвечающей методу детальностью — восстановлены рельефообразующие разломы, их амплитуды, определен тектонически актив-

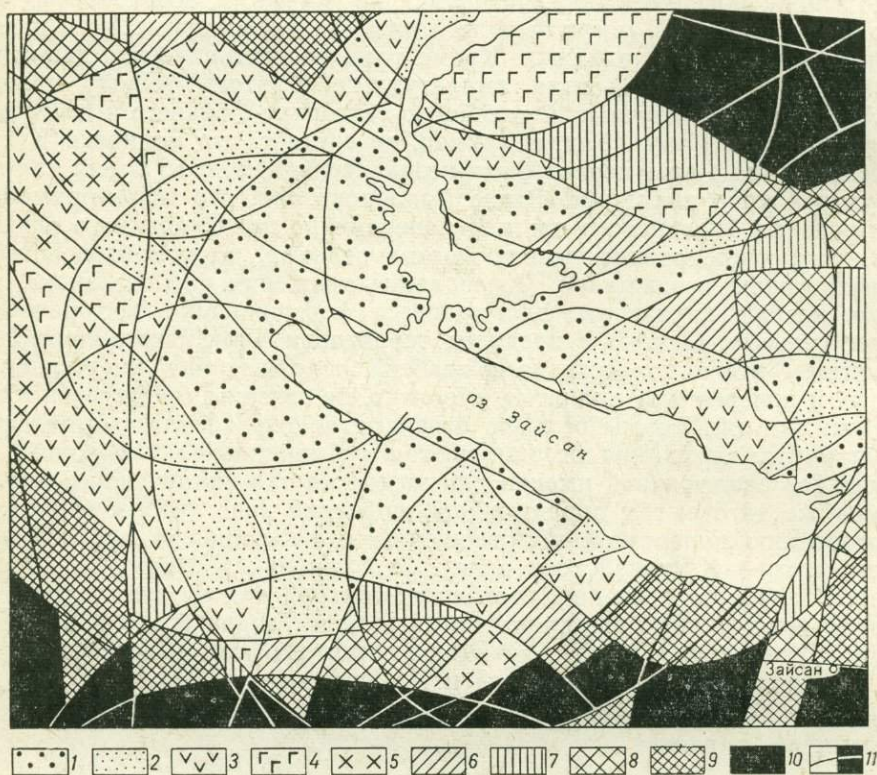


Рис. 21. Схема строения тектонического рельефа Зайсанской впадины. Гипсометрические уровни поверхности выделенных ступеней тектонического рельефа, в м: 1—400—500, 2—500—600, 3—600—700, 4—700—800, 5—800—900, 6—900—1000, 7—1000—1100, 8—1100—1200, 9—1200—1500, 10—больше 1500; 11—линии рельефообразующих разломов

ный бок и установлена возрастная последовательность нарушений (рис. 22). Судя по характеру пересечений и степени выдержанности постоянства амплитуды, рельефообразующие разломы подразделяются на семь возрастных группировок. Из этого можно сделать вывод, что формирование современных форм тектонического рельефа происходило здесь минимум в семь этапов, т. е. в течение длительного времени.

1-й этап начался с формирования западного обрамления впадины — по разлому 1, представленному в пределах изученной площади тремя фрагментами, был приподнят на 600—800 м участок юго-западного обрамления. О морфологии этого нарушения по имеющимся данным судить нельзя, так как оно представлено только незначительной своей частью. К этому же этапу отнесено обширное опускание по кольцевому разлому 2, определившее в общих чертах область котловины. Не был только опущен участок, отвечающий в настоящее время восточному окончанию озера. Амплитуда этого разлома 100—150 м. Таким об-

разом, после этого этапа на поверхности выравненной равнины располагалась неглубокая, с ровным дном, котловина.

2-й этап также начался с воздымания — по разлому 3 на 50 м был приподнят крайний северо-западный участок площади, относящийся к обрамлению (следует упомянуть, что анализировалась несколько большая, чем это показано на рисунке, площадь, и это позволило лучше понять характер нарушений, формирующих горное обрамление).

После подъема началась стадия опусканий. Последнему подверглись два участка, опоясанные кольцевыми разломами 4 и 5. Возрастные отношения между ними не ясны, так как они пересекаются, не давая

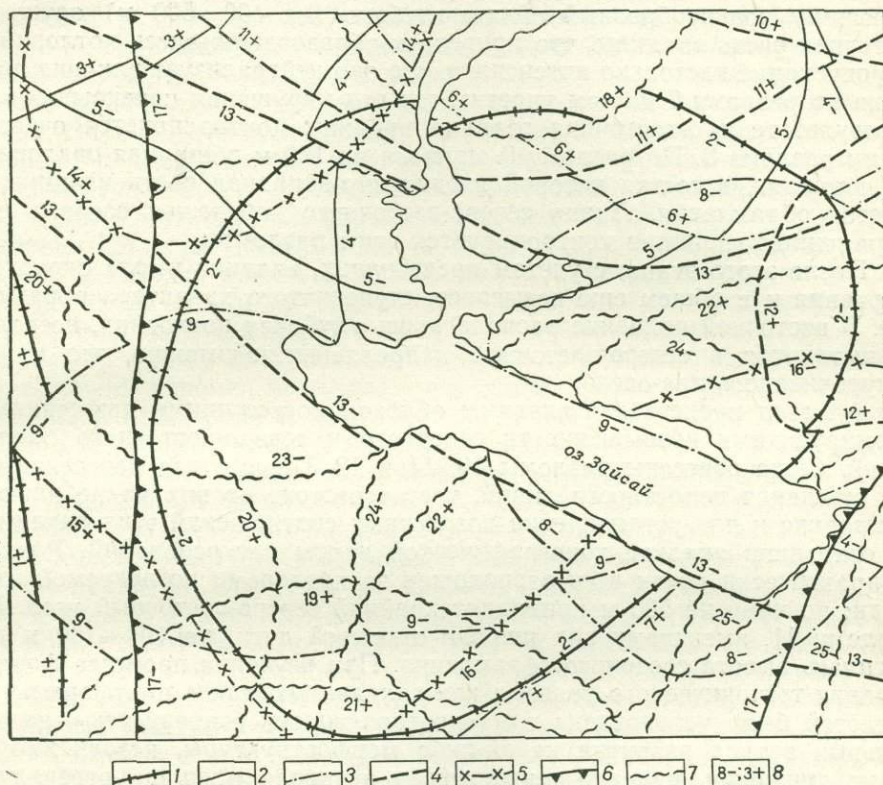


Рис. 22. Схема формирования тектонического рельефа Зайсанской впадины. Рельефообразующие разломы: 1 — первого этапа рельефообразования; 2 — то же, второго; 3 — то же, третьего, 4 — то же, четвертого, 5 — то же, пятого; 6 — то же, шестого, 7 — то же, седьмого; 8 — номер разлома и знак перемещения

перемещений. Разлом 4 по размерам соответствует разлому 2 — почти равен ему по контуру перемещенной площади и имеет амплитуду 100—150 м. Ареал опускания переместился относительно его к северо-востоку и частично площадь опускания расположена за пределами исследованного района. Возможно, что размещение юго-западного борта озерной котловины контролируется этим разломом. Разлом 5 представляет собой асимметричную, открытую на север дугу и, по всей вероятности, также является частью кольцевого нарушения. Амплитуда опускания более 200 м. Эпицентр деформации по сравнению с предыдущими опусканиями переместился к северо-западу. Влияние этого разлома на современный рельеф оказалось достаточно сильным: он частично контролирует контуры построенного здесь Бухтарминского водохранилища.

3-й этап также начинается воздыманиями по разломам 6 и 7. Возрастные взаимоотношения между ними не установлены. Разлом 6 кольцеобразно оконтуривает участок, приподнятый на 200—250 м, располо-

женный в северо-восточном углу данного района (частично за его пределами). Это воздымание оказало большое влияние на формирование контуров и высот северо-западного обрамления впадины. Примерно в это же время, также по кольцевому разлому, был приподнят крайний юго-восточный угол, что положило начало формированию горного обрамления на юго-восток от впадины. Амплитуда разлома 7 около 200 м. В пределы площади, приподнятой по этому нарушению, попадает юго-восточная оконечность современной озерной котловины.

К этому же этапу отнесены перемещения по разломам 8 и 9, возрастные соотношения между которыми неясны. По линии нарушения 8, имеющему кольцеобразный облик, глубоко (на 400—500 м) опущена восточная часть впадины, что привело к образованию здесь котловины. Это опускание настолько интенсивно, что оно нейтрализует влияние поднятия по разлому 7 на том участке, где эти нарушения перекрываются. В результате юго-восточная граница впадины контролируется очертаниями разлома 8. По разлому 9 опущена на 150 м обширная оваловидная площадь, в состав которой входят юго-западная часть впадины и участок обрамления. Линия северо-восточного побережья озера в его современных границах контролируется этим разломом.

После этого этапа, с учетом предыдущих, впадина имела округлые очертания и в общем еще невысокое, ступенчатого характера обрамление. В восточной половине располагалась глубокая котловина, несколько вытянутая в северо-восточном направлении; возможно, что к ней приурочивалось пра-озеро.

4-й этап представлен главным образом восходящими движениями, формирующими возвышенности северного и северо-восточного обрамлений. Сюда отнесены разломы 10, 11 и 12. Первые два пересекаются без смещения целостности линий, третье отстоит от них на небольшое расстояние и для установления возрастных соотношений этих разломов на основании анализа топографической карты нет оснований. Разлом 10 практически почти весь расположен за пределами исследуемой площади; по нему на 500 м приподнят крайний северо-восточный угол. По разлому 11, имеющему вид широко открытой дуги, на 100—150 м повысилась высота северного обрамления. При изучении процесса формирования тектонического рельефа как складчатых, так и платформенных областей была установлена одна повторяющаяся особенность — на начальных этапах развития какой-либо морфоструктуры, независимо от знака движения, вначале тектонически активная площадь отвечала в общем площади морфоструктуры, затем сужалась, при одновременном увеличении размаха перемещений. Исходя из этого можно предположить, что разлом 11 более ранний, чем разлом 10. По разлому 12 на высоту около 500 м был приподнят участок неправильных очертаний, но явно имеющий тенденцию к замыканию, в северной части обрамления.

Последующее вслед за этим опускание (разлом 13), в отличие от присущих этому району рельефообразующих структур, является грабеном северо-западного простирания, пересекающим весь исследованный район и уходящим обоими концами за его пределы. Ширина опускающейся зоны значительна — южная ветвь грабена контролирует расположение юго-западной линии побережья озера, северная определяет северную границу широтно вытянутого участка водохранилища. Амплитуда опускания грабена 100—150 м. Вероятно, это опускание и явилось причиной северо-западного простирания Зайсанской впадины.

5-й этап приводит к образованию возвышенностей на северо-западе и юго-западе участка, соответственно по разломам 14 (с амплитудой 150 м) и 15 (с амплитудой около 400 м). Разлом 14 является небольшим сводом, окончательно превратившим впадину в котловину закрытого типа, так как это поднятие компенсировало опускание, образовав-

шееся по грабенообразному прогибу на месте его выхода из пределов впадины. Разлом 15, сформировавший юго-западное обрамление впадины, возможно также является частью свода. В этот же этап по разлому 16 была опущена та часть впадины, которая не была захвачена при формировании котловины на первом этапе становления рельефа. Кроме того в опускание по этому нарушению была вовлечена юго-восточная часть обрамления.

6-й этап представлен одним тектоническим перемещением — образованием субмеридионального грабена, западная ветвь которого проходит вдоль западной границы района, а восточная отсекает его юго-восточный угол. Севернее эта ветвь также приобретает субмеридиональное простирание. Амплитуда перемещения около 200 м. Простирание этого грабена не согласуется со структурами других рельефообразующих разломов и, по-видимому, эта морфоструктура не связана с ними генетически. Однако, ограничив впадину с востока и запада, вновь сформированный грабен придал ей ясно выраженный котловинный облик.

7-й этап видимо совпал с основным этапом горообразования, так как в это время активно формируются сводовые возвышенности по периферии впадины (разломы 18, 19, 20, 21 и 22), с амплитудами от 100 до 300 м. Днище впадины еще более углубляется, опускаясь по двум кольцевым разломам (23 и 24) соответственно на 50 и 120 м. Впадины эти во многом контролируют очертания береговой линии озера и прилегающего к нему искусственного водоема. Наиболее поздним рельефообразующим перемещением является грабен, сформировавшийся по разлому 25 и приведший к опусканию восточного окончания озерной котловины и примыкающего к ней обрамления. Возможно, что этот разлом является началом следующего этапа рельефообразования.

Приведенный анализ показывает, что формирование тектонического рельефа межгорных впадин существенно отличается от развития рельефа горных областей. Там главным рельефообразующим фактором является поднятие; опускания же создают локальные, местами прихотливые формы. Здесь же созидательная роль воздыманий и опусканий равноценна. Рельеф площади обязан тому, что перемещения разного знака размещались с определенной, ярко выраженной закономерностью: воздымания по периферии лишь в исключительных случаях захватывали отдельные участки центральной части; опускания, наоборот, приурочивались именно к ней, формируя депрессию. Однако они проявлялись и в пределах горного обрамления, обуславливая его мелкоблоковую структуру. Как воздымания, так и опускания способствовали увеличению контраста высотных уровней днища впадины и ее горного обрамления.

Характерной формой рельефообразующих разломов здесь является кольцевая, что также не было свойственно вышеописанным районам. Исключением является платформенная область, но там кольцевые или близкие им по форме разломы оконтуривали своды и опускающиеся центральные части сводов. Выше во всех случаях можно было разделить рельефообразующие разломы по масштабу и относительной глубине заложения. Здесь же для этого нет никаких оснований. Рельфообразующие разломы, если не считать субмеридионального грабена, незначительно отличаются друг от друга только по размерам и амплитуде. Не выявляются здесь и длительно развивающиеся рельефообразующие морфоструктуры, сформированные рядом последовательно проявленных, генетически связанных перемещений. И, что еще более удивительно, линии разломов практически не совмещаются друг с другом даже на отдельных отрезках.

Таким образом, по размещению рельефообразующих разломов на этой территории трудно судить о блоковых структурах фундамента. С уверенностью можно лишь сказать, что один из глубинных разломов

фундамента пересекает эту площадь в северо-западном направлении, примерно по оси грабена разлома 13 и озера. Вероятно также, что грабен разлома 17 оконтуривает какую-то более крупную морфоструктуру, захватившую эту область. Размещение остальных разломов, имеющих, как правило, ясно выраженную кольцевую форму, хаотично. Однако можно наметить какой-то центр, по отношению к которому все вместе взятые локальные рельефообразующие морфоструктуры размещаются симметрично. Этот «центр симметрии деформаций» располагается примерно в центре кольцевого опускания по разлому 2, на стыке разломов 23 и 24, у западной оконечности озера. Судя по конфигурации рельефообразующих разломов, волновая природа вертикальных перемещений, в результате которых формируется тектонический рельеф, здесь явственнее, чем в других рассмотренных районах.

На тектонической карте Восточного Казахстана и Алтая, составленной под редакцией В. П. Нехорошева [11], нанесено несколько линий глубинных разломов, перекрытых четвертичными отложениями и выявленных по геоморфологическим и геофизическим данным. Северный из них совпадает с северной ветвью грабена разлома 13. Глубинный разлом, расположенный несколько южнее и проходящий севернее побережья озера, трассируется по нескольким рельефообразующим разломам: в западной половине по разлому 5, восточнее по разломам 24 и 16. Глубинный разлом, приуроченный непосредственно к акватории озера, пролегающий у северного побережья и выходящий за его пределы на западе и востоке, также трассируется рядом разломов; это будут, с запада на восток: южная ветвь грабена разлома 13, разломы 9 и 4. Эти разломы, продолжая друг друга, образуют линию, отвечающую как по простираанию, так и по месту расположения данному глубинному разлому.

Наиболее южный из установленных глубинных разломов отвечает линии, последовательно образованной северными участками кольцевых разломов 20 и 19.

Таким образом размеры кольцевых рельефообразующих разломов контролируются линиями глубинных разломов, благодаря чему контуры их на отдельных участках совпадают с последними. Но непосредственно самим кольцевым структурам, проявленным в виде рельефообразующих перемещений, глубинные разломы, установленные геофизическими методами, не соответствуют. Это было ясно и ранее, так как площади поднятий и опусканий неоднократно перекрываются. А вот линии глубинных разломов северо-западного простираания должны быть. Например, они могут проходить по линиям, соответствующим последовательному соединению рельефообразующих разломов 17, 2 и 4; на участке, проявления разломов 22 и 24, переходящих севернее в линию нарушения 5; вдоль юго-западного участка линии разлома 2, где почти параллельно проходит несколько нарушений.

В районе Зайсанской впадины известны верхнемеловые, палеогеновые, неогеновые и четвертичные отложения. По тому, насколько ареалы их размещения контролируются конфигурацией и знаком установленных рельефообразующих перемещений, можно судить о возрасте последних. Б. А. Борисовым [11, с. 191—198] составлена схематическая карта структурно-фациальных зон и границ распространения озерных бассейнов разного возраста на территории Зайсанской впадины. По сопоставлению размещения древних озерных котловин и впадин, формирующихся на различных этапах процесса формирования тектонического рельефа, можно судить о возрасте рельефообразующих разломов, а также сделать оценку степени верности реконструкции последних.

Самым древним является Южно-Зайсанский бассейн, выполненный верхнемеловыми отложениями (рис. 23). Отвечающие ему по форме опускания морфометрическим анализом не установлены. Следова-

но, до начала формирования современного тектонического рельефа эта впадина была компенсирована.

Северо-Зайсанский бассейн, имеющий палеоценовый возраст, находился севернее современной озерной котловины и вытянут в том же направлении. После завершения первых двух этапов формирования рельефа расположение участка с самым низким гипсометрическим уровнем контролировалось опусканиями по разломам 2, 4, 5. Естественно,

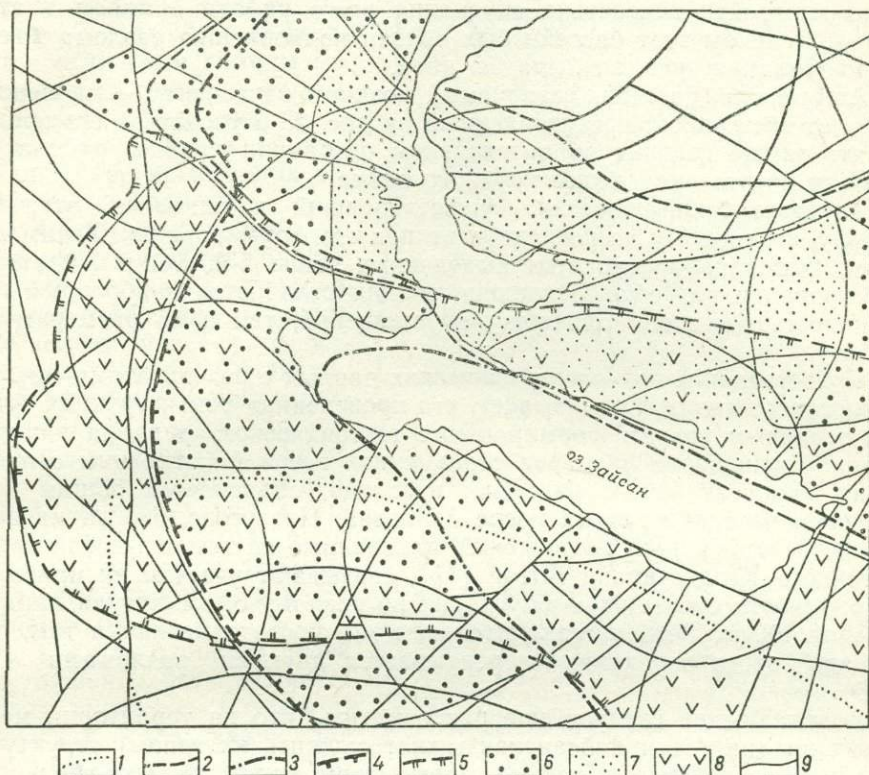


Рис. 23. Схема сопоставления размещения впадин, образованных на разных стадиях процесса формирования тектонического рельефа, и границ распространения древних озерных бассейнов на территории Зайсанской впадины.

Границы распространения озерных бассейнов, по Б. А. Борисову [11]: 1 — позднемиоценовый, 2 — палеоценовый, 3 — ранне-среднеэоценовый, 4 — позднеэоценово-среднеолигоценый, 5 — позднеэоценовый. Впадины древнего рельефа, установленные по морфометрическим данным: 6 — образование на ранних этапах рельефообразования, вследствие проявления одной стадии опускания, 7 — то же, двух и трех стадий опускания, 8 — примерная площадь впадин на завершающих этапах рельефообразования; 9 — границы блоков тектонического рельефа

что наибольшим погружением характеризовался участок, на котором эти разломы перекрывались. Он, как видно из рис. 23, располагался к северу от современной котловины. Юго-западная граница этого участка совпадает с юго-западным побережьем палеоценового бассейна. Однако последний простирается далее к северо-западу и к юго-востоку от него. Это находит объяснение в том, что опускание по разлому 5 было более глубоким, чем по разлому 2. На северо-западе и северо-востоке берег пра-озера ограничивался возвышенностями, образовавшимися по разломам 3 и 6. Опускания по разломам 8 и 9 не оказали влияния на конфигурацию палеоценового бассейна, следовательно они более поздние. Правоммерно предположить, что активизация движений по разломам 6 и 7 отделена от последующих длительным промежутком времени, хотя они и отнесены по морфометрическим данным к одному этапу. Возраст разломов 1—7 уверенно датируется палеоценом.

Озерная котловина ранне-среднеэоценового возраста весьма близко совпадает с участком, на котором располагались площади опусканий по разломам 8, 9 и 13. Следовательно, эти разломы имеют тот же возраст.

Пра-озеро эпохи позднего эоцена — раннего и среднего олигоцена контролируется линиями нарушений 2 и 3, т. е. к контуру палеоэоценового бассейна прибавилась площадь, околонтуренная линией разлома 2. Это могло произойти вследствие опускания всего района в целом в этот период. Если бы этот бассейн был обязан подновлению разлома 2, его северо-западная граница была бы иной.

Ашутасский бассейн, датируемый поздним олигоценом — миоценом, занимает весь район, представленный на рис. 23 и уходит за его пределы, что также говорит об интенсивном опускании данного района по каким-то нарушениям более крупного плана.

Тарбагатайский бассейн, существовавший в плиоцене, отвечает рельефу, созданному на последних этапах его формирования. Таким образом, к плиоцену относятся выделенные выше 5-й, 6-й и 7-й этапы формирования рельефа. Последний из них отличается наибольшей интенсивностью как по количеству перемещений, так и по размерам их амплитуд.

Сопоставление палеогеографических данных с результатами морфометрического анализа показывает, что проведенная реконструкция отвечает основным этапам формирования тектонического рельефа данного района. Уменьшение размеров современной озерной котловины относительно Тарбагатайского бассейна, вероятно, объясняется общим воздыманием площади района после плиоцена. Интересно, что линии изомощности четвертичных отложений, показанные на тектонической карте Восточного Казахстана и Алтая [11], связывают участки их наибольшей мощности с площадью опускания по разлому 8, амплитуда которого равна 400 м. Особенно значительные мощности отмечаются там, где площадь этого опускания перекрывается другими разломами (13, 9, 16).

В заключение следует еще раз отметить, что на территории межгорных впадин (если Зайсанская может служить их типом) структуры фундамента расшифровываются морфометрическим методом с большим трудом, так как глубинные разломы здесь только трассируются последовательным сочетанием контуров различных рельефообразующих структур, а не совпадают с ними, как в иных, рассмотренных выше районах.

Глава 3. ТЕКТОНИЧЕСКОЕ РАЙОНИРОВАНИЕ НА ОСНОВЕ БЛОКОВЫХ СТРУКТУР

Тектоническое строение рассматриваемого района Северо-Востока СССР чрезвычайно сложно. Это объясняется тем, что здесь происходит стык крупных и отличных друг от друга структур: Колымского срединного массива, Охотского остаточного массива, Яно-Колымского складчатого пояса и Охотско-Чаунского вулканического пояса. По данным геологических съемок (А. С. Симаков, Н. И. Ларин и др.), Колымский срединный массив (точнее его часть, расположенная на изучаемой площади) сложен главным образом породами нижнего и среднего палеозоя, на отдельных участках перекрытых юрскими терригенными и туфогенными породами. В пределах Охотского массива на поверхность выходят отложения перми и триаса, залегающие на докембрийском фундаменте. Яно-Колымский складчатый пояс представляет собой территорию с интенсивно развитой складчатостью, сминающей мощные терригенные толщи перми, триаса и юры (верхоянский комплекс). При этом в их пространственном размещении наблюдается одна особен-

ность — юрские отложения располагаются не на всей территории Яно-Колымского пояса, а лишь на участках, граничащих с Колымским срединным массивом. Породы верхоянского комплекса как правило залегают на докембрийском (синийском) фундаменте, но местами перекрывают нижне- и среднепалеозойские породы. Охотско-Чаунский пояс сложен вулканическими породами — андезитами, дацитами, липаритами и их туфами, по возрасту относящимися к раннему и позднему мелу. Здесь же, в пределах этих вулканических пород, наблюдаются отдельные выходы базальтов палеогена. Вулканические породы лежат на верхнепалеозойских образованиях, перекрывающих синийский фундамент.

Среди интрузивных пород резко преобладают гранитоиды — гранодиориты и, главным образом, граниты. Несколько менее распространены диориты. Среди юрских интрузивных образований большую роль играют дайки диоритовых порфиритов и кварц-альбитовых порфиритов. Присутствуют и субвулканические породы близкого состава — диабазы, андезиты, диориты, дациты, липариты.

Так как одной из целей настоящей работы является показ значения морфометрических исследований для понимания глубинных структур, вначале рассмотрим вариант тектонического районирования, основанный исключительно на данных блокового анализа, без применения геологических и геофизических данных.

На рис. 24 изображена схема, показывающая блоковые структуры фундамента. Они определяются в основном сочетанием трех линейных (в пределах рассматриваемой территории) глубинных разломов и двух дугообразных, названных выше «структурными швами», так как именно с последними связан морфоструктурный облик данного района. Отчетливо видно, что структурные швы отделяют центральную, открытую на север область от восточных, южных и западных окраин района, названных нами обрамлением. Центральная часть также подразделяется на две области, так как она обязана проявлению двух дугообразных, несколько перекрывающихся разломов. Как центральные, так и окраинные участки, выделенные таким образом, неоднородны, в связи с пересекающимися их линейными нарушениями. С их учетом на данной площади можно выделить 21 более или менее однородный блок фундамента. При этом нужно иметь в виду еще одну особенность — их границы могут быть немного смещены относительно глубинных зон, так как проведены по отражению этих образований на поверхности верхнего структурного этажа.

В центральной части выделено 9 блоков. Блоки 1 и 2 расположены вдоль западной границы западного полуовала (оставим для удобства

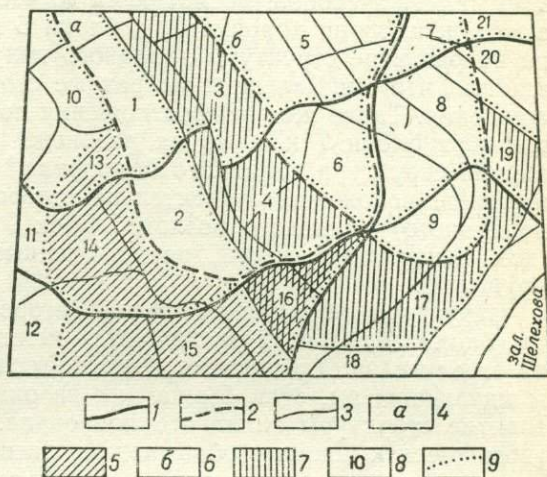


Рис. 24. Схема тектонического районирования Яно-Колымской складчатой области по морфометрическим данным.

1 — разломы фундамента, имеющие наиболее глубинное заложение; 2 — глубинные разломы, по которым формировались основные морфоструктуры района; 3 — глубинные разломы меньшей глубины заложения; 4 — граница западной «овалоподобной» структуры; 5 — зона миграции границ последней в течение процесса формирования тектонического рельефа; 6 — граница восточной «овалоподобной» структуры; 7 — зона миграции границ последней в течение процесса формирования тектонического рельефа; 8 — номера блоков фундамента; 9 — границы между блоками фундамента

описания это далеко не точное наименование) и разделены между собой северным линейным нарушением; формирование других морфоструктур на этих блоках не сказалось. Блоки 3 и 4 соответственно идентичны вышеупомянутому, но на их развитие должна была оказать влияние глубинная структура, отвечающая восточному полуовалу, так как границы последней временами распространялись и на этот участок. Площадь восточного полуовала слагается пятью блоками, сложно увязанными между собой, несмотря на то что пространственно они различаются достаточно хорошо. Так, блоки 5 и 6 сходны по степени влияния на развитие структуры западного полуовала, их отличие определяется тем, что они залегают по разные стороны от северного линейного нарушения. Такие же взаимоотношения по отношению к этому разлому занимают блоки 7 и 8, но на развитие последних уже не оказывала влияние структура западного полуовала* и кроме того они занимают различное положение относительно северо-восточного (почти субмеридионального) линейного разлома. Блок 9 является единственным участком центральной части, расположенным южнее южного линейного нарушения.

Структуры обрамления также гетерогенны по своему строению. Так, блоки 10, 11 и 12 различаются между собой по условиям залегания относительно субширотных линейных швов. Блоки 13, 14 и 15 были бы идентичны им, если бы на них не оказало влияние, помимо этого, развитие структуры западного полуовала. Блоки 16, 17, 18 и блок 9, относящиеся к южному обрамлению, отличаются друг от друга по степени влияния на их развитие центральных структур. Блоки 19, 20 и 21 различаются главным образом по отношению к линейным нарушениям, но блок 19 попадает также в сферу влияния развития структуры восточного полуовала.

Линейные нарушения, несмотря на более глубинное заложение и четкую пространственную локализацию, оказали меньшее влияние на тектоническое районирование, чем структурные швы, так как тектонически активной в ту или иную геологическую эпоху могла быть площадь, расположенная как по одну, так и по другую стороны от разлома.

Интересно сопоставить выявленные морфометрическим методом блоковые структуры с некоторыми геофизическими данными (рис. 25). Глубина залегания поверхности Мохоровичича приведена в интерпретации К. К. Шапошникова и А. А. Борисова [4]. Не являясь специалистом в этой области, я не могу судить о причинах существующего между ними расхождения. Изолинии, проведенные А. А. Борисовым, совмещены с субширотными разломами — изогипса 45 с северным, 40 — с южным. Только первая на восточном окончании отклоняется к северу, по линии разлома 6, оконтуривающего раннечетвертичное опускание. Изогипсы 40 и 35 в общем оконтуривают площадь, в пределах которой перемещается граница между структурами центральной части и ее южным обрамлением. Изогипса 35, по К. К. Шапошникову, оконтуривает площадь западного полуовала. Примечательно, что клин между изогипсой 40 по А. А. Борисову и изогипсой 35 по К. К. Шапошникову прост-

* Влияние какой-либо рельефообразующей структуры на тот или иной блок установлено выше, по соотношению их гипсометрических уровней. Рельефообразующие структуры, сформированные в один тектонический этап, но активизировавшиеся в разное время, не отграничены друг от друга, а частично перекрываются. Участки перекрытия двух или нескольких структур, если считать, что блок тектонического рельефа соответствует по площади тектоническому блоку фундамента, должны характеризоваться более сложным строением, так как это наиболее подвижные участки, вовлекаемые в тектонические процессы во время формирования не одной, а двух или более тектонических структур. Выявление зон влияния различных рельефообразующих структур и является задачей настоящей главы.

ранственно совпадает с клином, образуемым пересечением линий глубинных разломов, выявленных морфометрическим методом.

Размещение наиболее сейсмичной (семибальной) зоны по И. А. Резанову (4) приблизительно совпадает с площадью, развитие которой подчинено нескольким морфоструктурам (см. рис. 25, усл. зн. 4). Эпицентры землетрясений, зафиксированных в период с 1909 по 1962 г. совпадают с западным структурным швом. С глубинным расколом, ограничивающим ту часть западного обрамления, на которую не распрост-

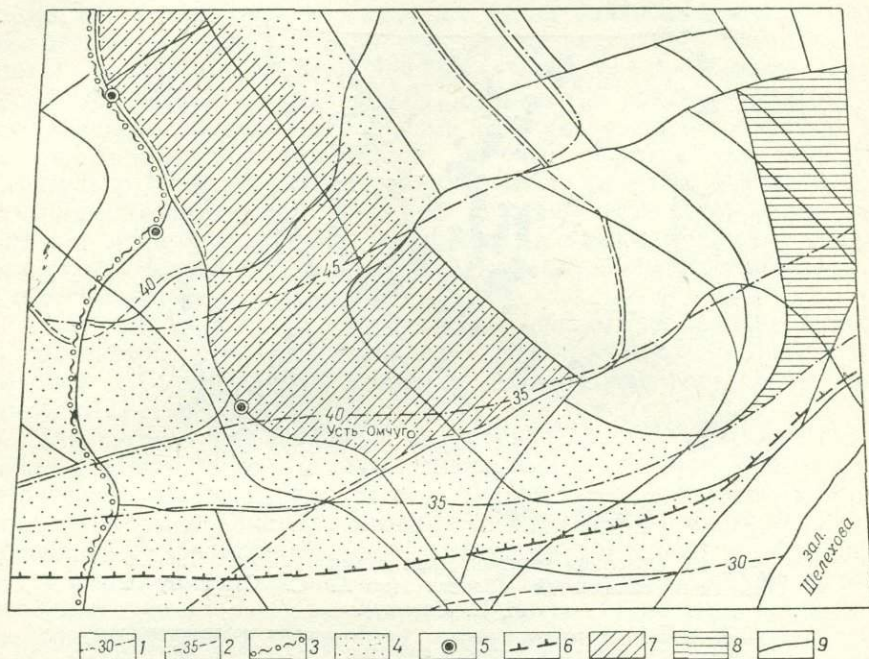


Рис. 25. Сопоставление выявленных морфометрическим методом блоковых структур в районе Яно-Колымской складчатой области с некоторыми геофизическими данными [4].

1 — изолинии поверхности Мохоровичича; 2 — то же, по К. К. Шапошникову; 3 — разлом, проведенный на основании гравитационной ступени; 4 — площадь семибальной зоны, по И. А. Резанову; 5 — эпицентры землетрясений 1909—1962 гг.; 6 — полосы и цепочки гравитационных и магнитных максимумов; 7 — площадь с отрицательными значениями силы тяжести, средней интенсивности; 8 — площади с положительными значениями силы тяжести; 9 — границы блоков тектонического рельефа, выявленные морфометрическим анализом топографических карт

раняется влияние структур центральной части, совпадает и глубинный разлом, выделенный на основании наличия здесь гравитационной ступени (усл. зн. 3).

На схеме строения консолидированной коры на территории СССР, составленной А. А. Борисовым и Н. П. Лопатиной [4], проведена структурная линия, отвечающая размещению совмещенных полос и цепочек гравитационных и магнитных максимумов — (см. рис. 25 зн. 6). В западной половине района она совмещается с границей площади влияния центральных структур, перекрывающихся здесь со структурами обрамления. Глубинных разломов, совпадающих с западной половиной этой линии, не выявлено.

С помощью морфометрических данных можно лишь выявить размещение глубинных разломов длительного развития и определить генетические связи между ними; судить о геологическом строении оконтуриваемых ими участков по данным топографических карт невозможно. Но несомненно, что эти разломы предопределили различие геологического развития на отдельных участках площади. Этим и можно объяс-

нить совмещение контуров тектонических элементов, выделенных по морфометрическим и геофизическим данным, даже в тех случаях, когда они не относятся непосредственно к расположению линий глубинных разломов.

В сочетании крупных тектонических единиц исследуемой территории — Колымского срединного массива, Охотского остаточного массива, Яно-Колымской складчатой области и Охотско-Чаунского вулканического пояса (рис. 26) вырисовывается тот же структурный план,

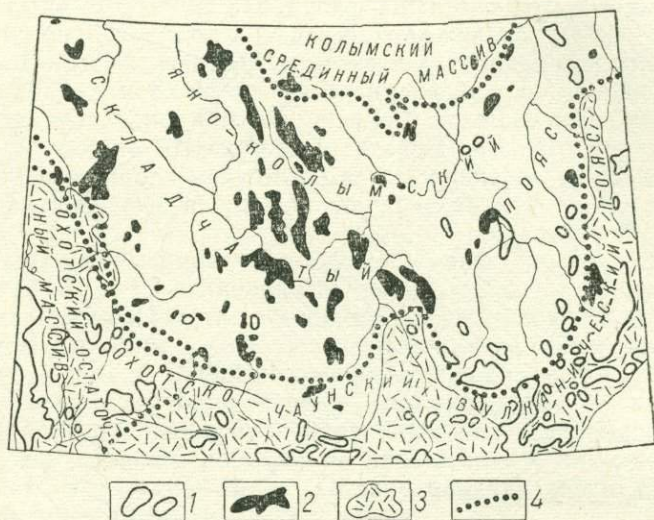


Рис. 26. Обзорная тектоническая схема района Яно-Колымской складчатой области (по А. С. Симмакову и Н. И. Ларину).

1 — гранитоиды мелового возраста; 2 — гранитоиды позднеюрского возраста; 3 — эффузивы мелового возраста; 4 — границы тектонических зон

что и на схеме блоковых структур, составленной с помощью морфометрического анализа. Колымский срединный массив (та его часть, что расположена на площади данного района) и окружающие его полукольцом отложения верхоянского пояса, приуроченные к Яно-Колымской складчатой области, располагаются в центральной части площади, образуя южное окончание крупной геологической структуры, уходящей за пределы района. При этом и на тектонической схеме отчетливо видно, что на этом участке перекрываются две близкие по конфигурации и простираению структуры, оси которых не совпадают между собой (западной и восточный полуовалы на карте блоковых структур). Эффузивы мела приурочены к «обрамлению» этой структуры. Подчинено этому плану и размещение интрузивных образований — меловые приурочиваются к обрамлению, юрские — к центральной части. Участки, где наблюдаются интрузивные тела и того и другого возраста, относятся к областям перекрытия морфоструктур центральной части и обрамления.

В результате сопоставления морфометрических данных с геофизическими и геологическими можно с уверенностью сказать, что анализ морфоструктур с помощью топографических карт для территорий с подобным строением может способствовать более глубокому пониманию строения района и размещения различных геологических образований.

Изученный морфометрическим методом район Юго-Запада Сибирской платформы также обладает сложным геологическим строением. В его пределах сочленяются такие крупные тектонические структуры,

как Енисейский кряж и Тунгусская синеклиза. Левобережье р. Енисей еще более значительно отличается по геологическому строению, так как уже не относится к Сибирской платформе, а является частью Западно-Сибирской низменной равнины. Енисейский кряж занимает почти всю северо-восточную часть района и, кроме того, в виде полосы прослеживается вдоль правобережья Енисея. В его пределах обнажаются наиболее древние породы складчатого фундамента байкалитид, преимущественно представленные протерозойским и байкальским комплексом. В пределах участка, относящегося непосредственно к Сибирской платформе, где формирование осадочного чехла началось с конца протерозоя, распространены палеозойские породы различного возраста. В северной половине это преимущественно отложения позднего кембрия, южнее установлены также породы среднего и позднего палеозоя. На юго-западном участке этого района большим распространением пользуются юрские толщи и, отчасти, меловые осадки. Третичные имеют значительно меньшее распространение. Область, относящаяся к Западно-Сибирской низменной равнине, сложена мощными отложениями позднего мела и палеогена, перекрытыми также мощными осадками четвертичного возраста. В южной части этой области установлены раннемеловые и юрские породы.

Интрузивные породы представлены главным образом гранитоидами протерозойского, синийского и раннепалеозойского возраста. Вдоль западной окраины района, южнее р. Ангары, распространены траппы основного состава.

Для рассмотренного района Сибирской платформы также была составлена схема тектонического районирования по результатам морфометрического анализа (рис. 27, а). Выделены: 1) области, которые в процессе формирования тектонического рельефа характеризовались тенденцией к воздыманию (сюда относится длительно развивающийся свод в северо-восточной части района исследования, а также поднятие, расположенное вдоль южной его границы); 2) область с ясно выраженной тенденцией к опусканию — это левобережье р. Енисея, относящееся уже собственно к Западно-Сибирской низменной равнине; 3) к югу от нее расположен участок, испытавший в течение рельефообразующего процесса наименьшее количество перемещений; 4) юго-восточную часть района занимает область относительно мелкоблокового строения, испытавшая подвижки разного знака.

Обособление этих разнородных областей произошло в результате развития наложившихся друг на друга морфоструктур, при этом границы последних оконтуриваются глубинными разломами, идентичными тем, которые выше, при описании Яно-Колымского района, были названы структурными швами. Кроме того здесь установлен ряд линейных глубинных разломов более глубокого заложения, пересекающих эти морфоструктуры. Аргументация, послужившая основанием для их выделения, приведена выше.

Если считать, что структурные швы и секущие их линейные разломы разграничивают блоковые структуры фундамента, то на этой территории также можно наметить более десятка таких блоков. Так, например, область свода совершенно определенно делится северо-западным глубинным разломом на два блока. Если же субмеридиональный разлом также существует, то на этой площади будет располагаться четыре блока фундамента. Миграция и сложное перекрытие развивающихся морфоструктур маскируют здесь блоковое строение фундамента.

Для сопоставления тектонического районирования по морфометрическим данным с результатами районирования, построенного на геофизических наблюдениях, последние показаны на этом же рисунке по данным А. А. Борисова (4). Глубинному разлому северо-западного простирания отвечает ступень, либо флексура, в горизонтах консолиди-

рованной коры, отчасти в поверхности Мохоровичича. Линия такого же значения совмещена с южным из линейных разломов северо-восточного простирания (см. рис. 27, б). Одной из линий, соответствующих совмещенным полосам гравитационных и магнитных максимумов, отвечает ограничение южной полосы воздыманий. Глубинных разломов, совпадающих со второй такой линией (отсекающей юго-западный угол площади), не установлено. Зато разлом, по которому на поздних этапах формирования рельефа была опущена центральная часть свода, определенно совпадает с разломом, выделяемым по геофизическим данным.

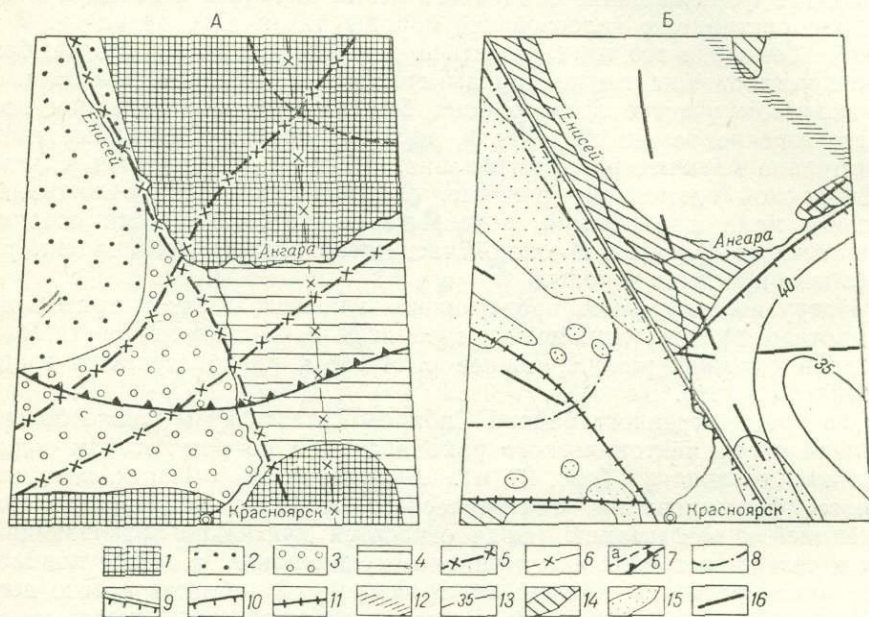


Рис. 27. Схема сопоставления районирования структур фундамента юго-западной части Сибирской платформы по морфометрическим (а) и геофизическим (б) данным.

А — морфометрическое районирование: 1—4 — области, имеющие различный характер движения во время формирования тектонического рельефа; 5 — линии предполагаемых глубинных разломов; 6 — то же, по менее достоверным данным; 7 — разлом 21, по которому опустилась центральная часть сводового поднятия (а) и контур опускания по разлому 12 (б).

Б — геофизическое районирование по данным А. А. Борисова и Н. П. Лопатиной [4]: 8 — изомощности толщ, ограниченной поверхностями палеозойского (местами мезозойского) фундамента и Мохоровичича; 9 — ступени или флексуры в горизонтах консолидированной коры, отчасти в рельефе поверхности Мохоровичича — гравитационные ступени очень большой амплитуды; 10 — то же, без проявлений магматизма — гравитационные ступени; 11 — совмещенные полосы гравитационных и магнитных максимумов; 12 — границы блоков, различающихся простираниями и другими особенностями структуры — границы резких изломов простирания систем магнитных и, отчасти, гравитационных аномалий; 13 — изомощности толщ, определенной поверхностями докембрийского фундамента и Мохоровичича; 14 — относительные положительные гравитационные аномалии; 15 — относительные положительные магнитные аномалии; 16 — оси сравнительно мелких положительных магнитных аномалий

Распределение изомощностей толщ, ограниченных поверхностью палеозойских (местами мезозойских) пород, а также докембрийских пород с поверхностью Мохоровичича не противоречат данным морфометрического анализа.

На рис. 27, б также показано размещение относительных положительных гравитационных и магнитных аномалий такого же значения, а также оси сравнительно мелких положительных магнитных аномалий, по А. А. Борисову (4). Они также в общем подтверждают блоковые структуры, установленные по топографической карте. Интересно то обстоятельство, что линейно вытянутая цепочка сравнительно мелких положительных магнитных аномалий, протягивающаяся в субмеридиальном направлении почти в центральной части площади, совпадает

с линией, трассирующей от участка, на котором совмещаются разломы 2 и 15 на севере до места расположения разлома 4 в южной части (см. рис. 13). Нами этот линейный глубинный разлом не выделен особо, так как по всей вероятности он фиксирует ту же зону раскола фундамента, что и параллельный ему разлом, лежащий несколько западнее. Но во всяком случае это лишнее подтверждает (если границы разных морфоструктур тяготеют к одной линейно вытянутой зоне), что эта зона может отвечать расположению глубинного раскола фундамента.

На схеме основных структурных элементов Сибирской платформы, составленной А. А. Арсеньевым и Н. С. Зайцевым [8, с. 620—638], зона свода, относящаяся к южной части Енисейского поднятия, определена как выступ фундамента, сложенный преимущественно протерозойским и байкальским комплексами пород. Таким образом эта область характеризовалась тенденцией к воздыманию и в прошлые геологические эпохи. Породы, слагающие выступ, образуют систему складок, простирающие которых параллельно ограничивающему их с юго-запада разлому (с запада на восток: Бурмакинский синклиорий, Сухо-Питский антиклиорий, Бурмакинский синклиорий, крупный Ангаро-Канский антиклиорий, совпадающий примерно с линией рельефообразующего разлома 9); далее чередование антиклинорных и синклинорных структур продолжается.

Северо-западная граница Енисейского кряжа на схеме размещения рельефообразующих разломов (см. рис. 13) и на схеме тектонического районирования по морфометрическим данным (см. рис. 27, а) фиксируется разломом 21, по которому лежащая к северо-востоку от него территория была на последних этапах формирования тектонического рельефа опущена на 400 м. А. А. Арсеньев и Н. С. Зайцев [8] отнесли эту область к склону выступа, отделенного от последнего крупным глубинным разломом северо-западного простираения. Этот линейный разлом только какой-то своей частью совпадает с дугообразным разломом 21 и геометрически представляет собой касательную к нему. Вероятно таковы же пространственные соотношения этого линейного разлома с кольцевым разломом 16, частично захватывающим площадь, опущенную по разлому 21. Это еще раз говорит о том, что на данной территории контуры кольцевых рельефообразующих структур не совпадают непосредственно с линиями глубинных разломов фундамента, но тем не менее последние отчетливо проявляются в морфоструктурах, так как их можно восстановить как касательную к нескольким дугообразным разломам.

Енисейское поднятие продолжается в виде узкой полосы по правобережью Енисея далее к югу, примерно в соответствии с полосой, расположенной между разломами 9 и 4. По морфометрическим данным этот участок более целесообразно отнести к области развития мелкоблоковых структур, относящихся к Канско-Тасеевской впадине, расположенной в южной части Тунгусской синеклизы. Это наибольшее расхождение в трактовке тектонического районирования по геологическим и морфометрическим данным, установленное на площади этого района.

Тургайский прогиб по описанию А. М. Захарова и К. П. Удриса [9, с. 45—55] в геологическом отношении представляет собой область соединения Западно-Сибирской и Туранской плит и является, таким образом, частью эпипалеозойской платформы. В его строении принимают участие два структурных комплекса: 1) комплекс сложно дислоцированных докембрийских и палеозойских пород, слагающих складчатый фундамент и 2) комплекс практически горизонтально лежащих мезозойских и кайнозойских осадков, образующих рыхлый платформенный чехол.

Складчатый фундамент по субмеридиональным (в восточной половине северо-северо-восточным) разломам делится на ряд структурно-фациальных зон антиклинорного или синклинорного строения. Ниже, при сопоставлении тектонического строения складчатого фундамента с тектоническим районированием по морфометрическим данным, эти структуры будут описаны.

В разрезе платформенного чехла Тургайского прогиба четко выделяется два различных по условиям залегания комплекса пород. Нижний из них представлен локально развитыми эффузивными (в основном базальтами) и осадочными образованиями раннего—среднего триаса и континентальными угленосными отложениями верхнего триаса и юры, выполняющими грабены в поверхности складчатого фундамента и разбитыми многочисленными сбросами. Во время накопления этого комплекса, по данным этих авторов, Тургайский прогиб, очевидно, еще не существовал, так как юрские угленосные отложения, выполняющие тектонические депрессии, известны и в соседних с ним регионах на восточном склоне Урала и в Центральном Казахстане.

Меловые и кайнозойские осадки, составляющие верхний комплекс платформенного чехла, развиты на всей территории Тургайского прогиба. Районирование этой территории, произведенное по особенностям размещения отложений платформенного чехла, существенно отличается от размещения структурно-фациальных зон нижнего структурного комплекса, представленного складчатыми сооружениями. Соответствие морфометрического районирования со структурами нижнего, складчатого, и верхнего, платформенного, этажей следует рассматривать раздельно, так как первые должны контролироваться непосредственным размещением глубинных разломов, а вторые — рельефом поверхности, образованной в результате всей совокупности перемещений по этим разломам, во время формирования рыхлых отложений.

Из рис. 28 видно, что разлом 1 и Тобольский разлом, судя по сходству простирания и пространственного положения, вероятно, отвечают одному глубинному разлому, хотя они и несколько смещены один относительно другого. Разлом 1 ограничивает область прогиба с запада. Тобольский разлом околнуривает Троицко-Кенгуссайскую структурно-фациальную подзону, в составе пород которой основную роль играют метаморфические породы, условно датированные поздним докембрием.

Приближенно можно считать, что Александровско-Денисовская подзона совпадает с территорией, заключенной между разломами 1 и 2, хотя эта полоса несколько шире. Данная зона сложена в основном породами среднего палеозоя, главным образом мощными геосинклинальными образованиями силура.

Кустанайская структурно-фациальная зона отчетливо координируется с площадью, заключенной между рельефообразующими разломами 6 и 9; однако Апановское нарушение, отделяющее Валерьяновскую подзону от Боровской, проходит восточнее разлома 27, благодаря чему соотношение этих подзон искаженно отражается в морфоструктурах современного рельефа.

Убаганская структурно-фациальная зона имеет сложное тектоническое строение, слагаясь из ряда антиклинальных и синклинальных участков. На поверхность эрозионного среза складчатого фундамента на площади антиклинальных структур выходят породы складчатого каледонского основания, в пределах синклинальных — распространены отложения верхнего турне—нижнего визе. В пределах этой зоны, в ее северной части, к востоку от Севостьяновского разлома, располагается Семиозерный грабен-синклинорий. Его западная граница не доходит до соответствующей границы Убаганской зоны. Синклинорий является крупной наложенной герцинской структурой. Начало ее формирования обусловлено дифференциальными опусканиями в раннекаменноуголь-

ную эпоху уже существовавшего тогда геантиклинального поднятия. Значительные блоковые опускания повторились в раннемезозойское время, в результате чего здесь был сформирован Кушмурунский грабен, сложенный осадочно-эффузивными отложениями нижнего и среднего триаса.

Участок, примерно соответствующий площади Семиозерного грабен-синклиналии, при формировании морфоструктур в позднем мелу и палеогене, на ранних стадиях процесса испытал воздымание по раз-

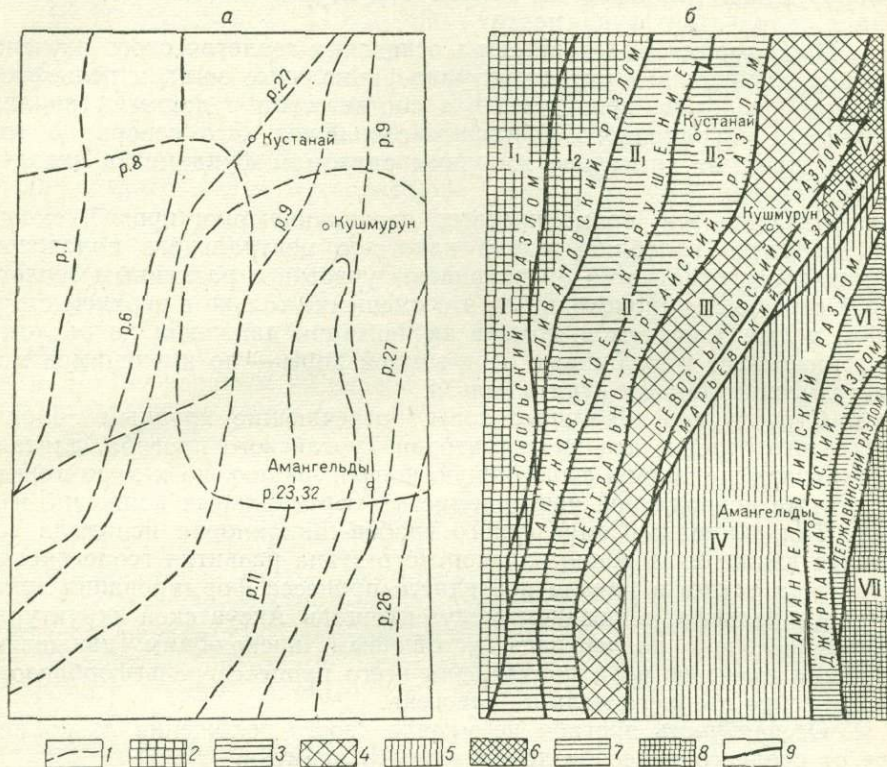


Рис. 28. Сопоставление размещения генерализованных структурных швов и сводов, выявленных морфометрическим методом (а), и структурно-фациального районирования (б) по А. М. Захарову [10, с. 279—290].

1 — линии генерализации глубинных разломов. Структурно-фациальные зоны: 2 — Зауральская (I); 3 — Кустанайская (II); 4 — Убаганская (III); 5 — Аксуатская (IV); 6 — Кокчетавская (V); 7 — Есильская (VI); 8 — Улутауская (VII); 9 — линии разломов на схеме структурно-фациального районирования. Структурно-фациальные подзоны: I₁ — Троицко-Кенгуссайская; I₂ — Александровско-Денисовская; II₁ — Валерьяновская; II₂ — Боровская

лому 7. Это позволяет предположить, что не только сам Тургайский прогиб является региональной длительно живущей структурой, но и его отдельные участки периодически характеризовались сходными по знаку и площади вертикальными движениями.

Восточное ограничение Аксуатской зоны совпадает с восточной ветвью разломом 9, 24 и 27. Однако западная ее граница не зафиксирована расположением рельефообразующих перемещений — она проходит где-то между разломами 9 и 11. Тем не менее конфигурация разлома 11 позволяет предположить отклонение северного окончания Аксуатской зоны к востоку. Заложение Аксуатского прогиба, по мнению А. М. Захарова и К. П. Удриса [9, с. 45—55], произошло, по-видимому, в девоне (опущено было каледонское основание), и эта территория вплоть до позднего палеозоя испытывала относительно устойчивую тенденцию к опусканию. Характерно, что по морфометрическим данным

именно к этой территории приурочивается осевая часть Тургайского прогиба.

Восточнее Амангельдинского разлома располагаются Кокчетавская, Есильская и Улугауская структурно-фациальные зоны, принадлежащие уже к складчатым сооружениям Центрального Казахстана. По морфометрическим данным эта площадь тоже не выходит в пределы прогиба, а относится к его обрамлению.

Какой же вывод можно сделать из сопоставления глубинных рельефообразующих разломов со схемой структурно-фациального районирования складчатого фундамента?

1. Простирая выделенных на основании геологического изучения разломов, ограничивающих структурно-фациальные зоны, и рельефообразующих разломов, проведенных в соответствии с данными анализа поверхности современного рельефа,— совпадают. Это говорит о том, что они отвечают длительно живущим разломам фундамента складчатого основания.

2. Разломы эти, кроме краевых, ограничивающих прогиб, смещаются, вероятно колеблясь около какого-то центрального положения, так как достаточно четко оконтуривают участки с различным геологическим строением; происходит ли это смещение только в верхнем структурном этаже (верхнем в момент активизации движения по разлому) или захватывает и глубинные слои земной коры — по имеющимся морфометрическим данным судить нельзя.

3. Структурно-фациальные зоны, отвечающие крупным блокам складчатого фундамента на территории Тургайского прогиба, длительно сохраняют не только свою общую конфигурацию, но и характеризуются также периодичной повторяемостью вертикальных движений и их знака. Так, площадь Семиозерного грабен-синклинория испытала восходящие движения в конце каледонского этапа развития геологических структур, а также в начале последнего процесса формирования тектонического рельефа, в позднем мелу; площадь Аксуатской структурно-фациальной зоны подверглась устойчивым нисходящим движениям в среднем палеозое и на протяжении всего процесса рельефообразования в течение позднего мела и палеогена.

4. Осевая часть прогиба не меняла своего положения по крайней мере от среднего палеозоя до настоящего времени.

Несколько непонятно, почему глубинные разломы более регионального плана, с которыми связано было формирование поперечной зоны сводовых структур в мезо-кайнозое, не оказали влияния на тектоническое районирование складчатого фундамента этой территории?

В составе платформенного чехла В. Н. Агафонов [10, с. 190—202], изучавший его тектонику, выделяет четыре структурных яруса: 1) триас-юрский, состоящий из континентальных терригенно-вулканогенных пород триаса и песчано-глинистых отложений, содержащих угленосные осадки, позднего триаса и юры; 2) мел — ниже-среднеолигоценый структурный ярус, представленный как континентальными, главным образом верхнемеловыми, бокситоносными терригенными отложениями, так и морскими, также терригенного состава породами туронского и более молодого возраста; 3) ниже-среднеолигоценно-нижнеплиоценовый структурный ярус, представленный породами песчано-глинистой, песчано-гидрогетитовой железорудной глинистой субформаций; 4) среднеплиоценово-четвертичный структурный ярус, песчано-глинистые осадки которого залегают на породах нижних ярусов с глубоким размытием.

Рельефообразующие перемещения, по возрасту относящиеся к верхнему мелу — палеогену, должны были влиять на ареалы размещения отложений этого возраста, а также на их состав (поскольку последний зависел от контрастности гипсометрических уровней участков сноса и

аккумуляции). Структуры нижнего структурного яруса не должны были найти отражения в характере морфоструктур, так как впадины того времени были компенсированы терригенными и эффузивными толщами пород. Отложения третьего и четвертого структурных ярусов (т. е. послепалеогеновых) заполняли главным образом неровности ранее образованного рельефа. Поэтому морфометрические данные будут сопоставляться с размещением структур второго структурного яруса платформенного чехла.

В. Н. Агафонов [10, с. 190—202] считает, что после завершения в конце юры отдельных блоковых подвижек складчатого фундамента, образовавших разобщенные между собой грабены и депрессии, начались эпейрогенетические движения, охватившие всю территорию Тургайского прогиба, которые и привели к его образованию как современной региональной морфоструктуры. Исходя из анализа мощностей платформенного чехла и распределения геологических формаций и субформаций, в пределах прогиба А. Н. Агафоновым выделены следующие структурные зоны (рис. 29).

Северо-Тургайская впадина расположена в крайней северной части прогиба. Как поверхность впадины, так и слагающие ее морские отложения турона и палеогена имеют незначительный (до 5°) уклон к северу. Формирование этой впадины могло быть связано с опусканием по разлому 14, туронского возраста. Вероятные очертания впадины по морфометрическим данным, с учетом влияния других рельефообразующих перемещений площади этого участка, также показаны на рис. 29.

Кустанайская седловина занимает обширную площадь и разделяет Северо-Тургайскую и Южно-Тургайскую впадины. Сохраняя субширотное простирание, эта структура переходит на западе в Троицко-Камышинскую, а на востоке в Рузаевско-Аркалыкскую моноклинали. Образование последней зоны полностью увязывается с формированием крупных сводовых структур (разломы 8, 23) и наложившихся на их территорию глубоких опусканий по разломам 9, 11, 24 и 27.

По морфометрическим данным западная часть этой зоны (а) должна отличаться меньшими мощностями меловых отложений, так как опускания восточной половины (б) были более значительными.

Северная граница Южно-Тургайской впадины имеет клинообразный выступ, полностью совпадающий с северным окончанием грабена разлома 11. По морфометрическим данным эту площадь можно разделить на две подзоны (а и б). Северная из них характеризовалась перемещениями разного знака, с преобладанием нисходящих, южная — устойчивым прогибанием.

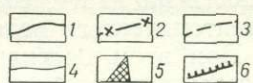
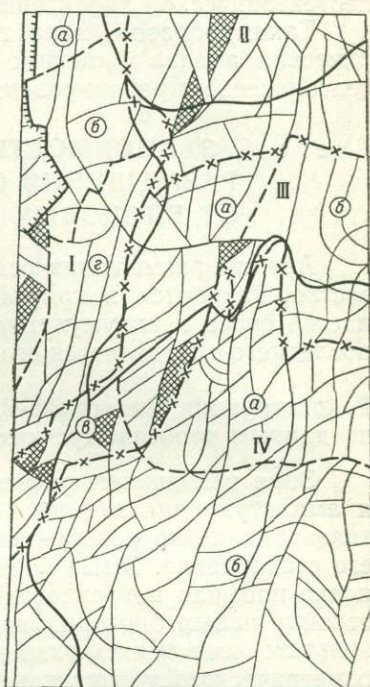


Рис. 29. Схема сопоставления районирования территории Тургайского прогиба по платформенному чехлу [10] и морфометрическим данным.

1 — границы структурных зон платформенного чехла (I — Троицко-Камышинская моноклинали, II — Северо-Тургайская впадина, III — Кустанайская седловина, IV — Южно-Тургайская впадина); 2 — границы тех же зон по морфометрическим данным; 3 — границы подзон по морфометрическим данным; (а, б, и т. д.); 4 — границы между блоками тектонического рельефа; 5 — реликты древних возвышенностей; 6 — западная граница Тургайского прогиба

Троицко-Камышинская зона, расположенная на западной окраине прогиба и протягивающаяся в меридиональном направлении, грубо совпадает с клином, образованным разломами 1 и 6, ограничивающими ступень в рельефе. По морфометрическим данным на этой территории можно выделить четыре подзоны, из них подзоны «а» и «г» являлись наиболее стабильными участками. Подзоны «б» и «в» близки им по палеотектонической характеристике, но обладали большей подвижностью.

Таким образом, и на территории Тургайского прогиба морфометрический анализ блоковых структур может способствовать уточнению тектонического районирования.

Глава 4. ЗАВИСИМОСТЬ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАЗМЕЩЕНИЯ ОСАДОЧНЫХ ПОРОД ОТ БЛОКОВЫХ СТРУКТУР ФУНДАМЕНТА

Ареалы размещения осадочных пород и мощность осадков, как известно, находятся в прямой зависимости от рельефа поверхности областей сноса и аккумуляции в эпоху осадконакопления. Контрастность последнего определяется его тектоническими формами.

Реконструкция палеорельефа на отдельных этапах его формирования по данным топографических карт

Зная размещение рельефообразующих разломов, знак перемещения и амплитуду для каждого из них, а также их возрастную последовательность, легко восстановить тектонический рельеф на любой стадии его становления. Выше приведен ряд разрезов, характеризующих изменение профиля поверхности по мере вовлечения в тектоническую перестройку новых блоковых группировок (см. рис. 14, 15). Так как в результате всей суммы разрезов практически освещается изменение гипсометрического уровня поверхности каждого блока, эти данные можно перенести на карту, составив таким образом карту рельефа поверхности тектонического рельефа для того или иного этапа его формирования. При этом очевидно, что он лишь незначительно будет смягчен процессами денудации, так как последние в ту эпоху как рельефообразующий фактор играли резко подчиненную роль.

Например, после разлома 8, завершающего второй этап воздыманий, большая часть поверхности данного района оказалась опущенной ниже фоновой поверхности (соответствующей, повторим, 350 м современного гипсометрического уровня). Возвышенности в ту эпоху, как и в современную, располагались в междуречье Ангары и Енисея, а также по южной окраине района. По данным морфометрического анализа на этом этапе выделено 9 уровней тектонического рельефа (рис. 30). Северо-восточная возвышенность, на 200 м превышающая фоновый уровень, выклинивалась на юго-западе и была окаймлена узкой предгорной ступенью; последняя с юго-западной стороны имела высоту около 70 м, с юго-востока около 50 м.

Левобережье р. Енисей, если не считать крайнего северо-западного блока, было приподнято относительно той части правобережья, которая расположена южнее р. Ангары. Именно этот участок, опущенный примерно на 120 м ниже фоновой поверхности, и мог в то время служить областью аккумуляции континентальных осадков. Русло Енисея здесь в эту эпоху должно было находиться восточнее.

Точность реконструкции рельефа составляет около половины принятой выше минимальной разницы высот, т. е. около 25 м. Естественно, что краевые части возвышенностей имели несколько меньшую, по сравнению с остальной частью массива, высоту: во-первых, они, вероятно, и приподняты были меньше, чем центральная часть свода, а во-вторых,

на них в большей степени должно было сказаться влияние денудации. И еще одна неточность реконструкции — она отражает границы того или иного участка рельефа в несколько измененном виде благодаря перемещениям по более поздним разломам. Так, например, западная граница участка с уровнем, пониженным на 120 м относительно фонового, должна быть плавной, а не изломанной линией. То же относится к границе между участками, сохранившими фоновую высоту и пониженными на 80 м. Для устранения этой неточности рельефообразующие разломы нужно изучить более детально, установив не только амплитуду, но и величину горизонтального сдвига.

Можно также восстановить палеорельеф для какой-либо определенной геологической эпохи, для чего нужно определить возраст рельефообразующих разломов, как это было сделано для территории Тургайского прогиба (см. рис. 18). Реконструкция основывалась на выявленных рельефообразующих перемещениях без привлечения дополнительных геологических данных и производилась от более ранних веков к более поздним. Основными положениями, на которые опиралась данная реконструкция, были следующие.

В доапское время большая часть поверхности представляла собой равнину, имевшую какой-то более или менее одинаковый гипсометрический уровень (его абсолютная высота в данном случае не имеет значения). В ее пределах местами располагались отдельные небольшие реликтовые возвышенности, а также низменности, в которых локализовались юрские осадки. В апте эта равнина была расчленена рельефообразующими перемещениями. Часть ее была опущена на один порядок, часть на два порядка. В это время территория Тургайского прогиба обособилась от пластообразных возвышенностей, расположенных на запад и восток от нее.

Участки, опущенные более чем на два порядка, были отнесены к области аккумуляции. Участки, опущенные на один и два порядка, классифицировались как денудационные части равнины, при этом опущенные лишь на один порядок — как ее возвышенные участки. Если на опущенные участки впоследствии накладывалось воздымание, то, учитывая количественные соотношения компенсирующих друг друга процессов, он после этого относился или к повышенным частям аккумулятивной равнины, или уже к денудационной равнине.

Когда восстанавливались альб-сеноманский и туронский рельеф, то перемещения (воздымания или опускания) соответствующего возраста накладывались не на фоновую поверхность, а на рельеф поверхности предыдущего века (поэтому реконструкция и производилась от ранних эпох к поздним). Происходящие рельефообразующие перемещения меняли соотношение высот отдельных участков в пределах денудационной или аккумулятивной частей равнины, приводили к возникно-

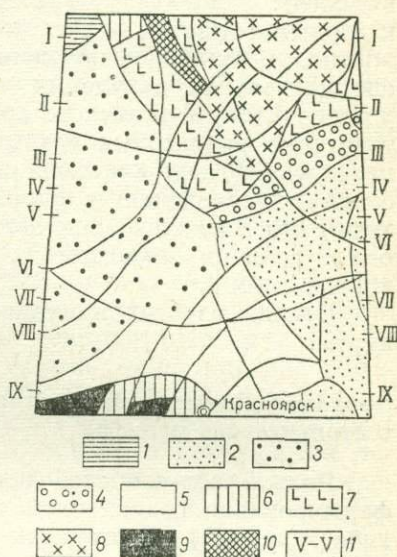


Рис. 30. Схема строения рельефа поверхности района юго-западной части Сибирской платформы после перемещения по разлому 8. Гипсометрические уровни участков, пониженных относительно фонового уровня на: 1 — 200 м, 2 — 120 м, 3 — 80 м, 4 — 50 м; 5 — поверхность, соответствующая по гипсометрическому уровню высоте фоновой поверхности. Участки, повышенные относительно фонового уровня на: 6 — 50 м, 7 — 70 м, 8 — 200 м, 9 — 250 м и более; 10 — реликтовые возвышенности; 11 — линии разрывов и их номера (см. рис. 13)

вению новых участков аккумуляции или же выводили из области седиментации какую-то ее часть.

Наиболее возвышенные участки отнесены к горным площадям. Среди них выделены платообразная возвышенность (западное обрамление Тургайского прогиба) и молодая столовая возвышенность со ступенчатым рельефом (восточное обрамление и отдельные участки западного). Основная характеристика обрамления — их принадлежность к горным областям — оставалась неизменной от апта до турона и, вероятно, и для более позднего времени. Даже в настоящее время, после длительной денудации, они сохранили свой более высокий, чем у поверхности Тургайского прогиба, уровень. Не менялась также характеристика реликтовых возвышенностей; на всех картах, отражающих палеорельеф, они классифицировались как блоки, имеющие более высокий по сравнению с окружающим уровень. Естественно предположить, что поскольку они заметны на современной поверхности, то на более древних поверхностях они должны были выступать еще более контрастно.

Исходя из этих принципов и были составлены приводимые ниже карты.

Ареалы седиментации на отдельных этапах формирования тектонического рельефа

Рельеф апт-альбской поверхности отражает начальную стадию формирования современной топографии поверхности Тургайского прогиба (рис. 31). Тургайский прогиб представлял собой в это время межгорный прогиб субмеридионального простирания, открытый как на север, так и на юг. На западе равнина граничила с платообразной возвышенностью, от которой была отторгнута в результате ступенчатого грабенообразного опускания. Столовые горы восточного борта прогиба вероятно имеют тот же возраст и возникли в результате ряда воздыманий, в связи с чем можно предположить, что они имели ступенчатый облик.

На юге поверхность прогиба была более опущена, чем его центральная и северная части. В связи с этим здесь располагалась область аккумуляции, с которой должен был пространственно совпадать ареал размещения отложений апт-альбского возраста. И действительно, судя по карте (рис. 32), составленной Г. Р. Кирпалем и В. А. Хацкевич [9, с. 238—264], они распространены на данном участке. Помимо этого, участки аккумулятивной равнины, относящиеся к ее приподнятым уровням, находились и западнее, образуя неправильных очертаний грабен. На этой площади отложений данного возраста в настоящее время не установлено.

Севернее области аккумуляции простиралась обширная денудационная равнина. Поверхность последней характеризовалась ступенчатым строением. По западной окраине равнины протягивалась ее наиболее приподнятая часть, окаймляющая в виде ступени возвышенность западного борта Тургайского прогиба. Эта несколько повышенная часть равнины была отделена уступом от остальной части денудационной равнины, обладающей примерно одинаковым гипсометрическим уровнем. Однообразие этой равнины, простирающейся вплоть до ее восточного борта, нарушалось лишь отдельными реликтовыми возвышенностями. С северо-востока в пределы этой части равнины вторгалась невысокая, клинообразная в плане возвышенность, лишь незначительно приподнятая над общим уровнем равнины. В пределах денудационной равнины, очертания которой установлены морфометрическим методом, осадки этого возраста располагаются спорадически, что подтверждает правильность реконструкции.

Следующая схема (рис. 33) отражает характер поверхности Тургайского прогиба на конец сеномана. Ею должно контролироваться размещение отложений альб-сеномана, поскольку при составлении этой схемы учитывались рельефообразующие перемещения данного возраста.

Главным отличием альб-сеноманского рельефа от апт-альбского (как и от туронского) является конфигурация аккумулятивной области. Последняя протягивается в субмеридиональном направлении почти на всем протяжении прогиба и в его южной части расширяется. Здесь понижение наиболее значительно и по масштабу погружения, что объясняется наложением альб-сеноманских опусканий на область, обладавшую низким гипсометрическим уровнем и в предыдущую эпоху. В северной части рассматриваемой территории опускания по разлому 9, приведшие к образованию обширной аккумулятивной равнины, были отчасти компенсированы воздыманием по разлому 12. Последний оконтуривал субширотно вытянутый горст, образующий поперечную в отношении простирания главных морфоструктур гряду.

Необходимо отметить, что на этом участке нами, видимо, не учтен какой-то рельефообразующий разлом, так как очертания расчетной области аккумуляции и фактического ареала седиментации (рис. 34) не совпадают — последний несколько шире. Можно лишь предположить, что начало опусканий по разлому 14 (турон) относится к сеноману.

Поперечный профиль Тургайского прогиба в эту эпоху очень ярко отражает его грабенообразный характер, особенно в центральной части: от обоих бортов его поверхность ступенчато понижалась к середине. При этом профиль прогиба был асимметричен. На западе ширина ступеней была значительно больше и ступенчатый характер выражен более отчетливо (см. рис. 33). В восточной части равнины перепады высот были более резкими. Асимметрия видимо явилась следствием сводового поднятия, захватившего западную часть равнины (разлом 8).

В рельефе поверхности альб-сеноманского возраста, в отличие от апт-альбской поверхности, выделены участки, для которых трудно определить, к какой части равнины их следует отнести. Возможно, что это были наиболее пониженные участки денудационной равнины, а может быть они относились к повышенным частям области аккумуляции. Такие места выделены на приведенной схеме как области с переходным режимом. Обычно они окаймляют площади седиментации.

Рельеф поверхности прогиба в туроне значительно изменился благодаря глубокому, языковидному в плане опусканию северной части (разлом 14) и сводовому поднятию в центре прогиба (разлом 23). В связи с этим нарушилась зональность меридионального плана, столь характерная для предыдущих веков, и превалирует широтное размещение отдельных ландшафтных зон. На севере прогиба располагалась глубоко погруженная область аккумуляции (рис. 35), соответствующая морскому бассейну этого времени (рис. 36). Южнее его в результате двух сводовых поднятий (альб-сеноманского и туронского) возник субширотно вытянутый вал, соответствующий по своему гипсометрическому уровню денудационной равнине. Этот вал сохранился, и в настоящее время в рельефе поверхности домелового фундамента под названием Кустанайского вала. Еще далее простиралась аккумулятивная равнина, уходящая за пределы изучаемой территории.

Однако элементы зональности меридионального плана также сохранились. Видны они при рассмотрении строения рельефа вышеупомянутых крупных ландшафтных зон. Трангрессия, приведшая к возникновению морского бассейна, захватила площадь, отдельные участки которой имели различный гипсометрический уровень, а потому возможно, что в ее пределах существовали отмели или острова. Для южной области аккумуляции меридиональная зональность подчеркивалась

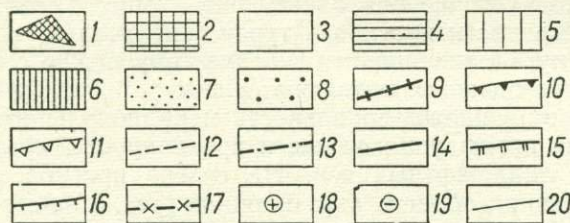
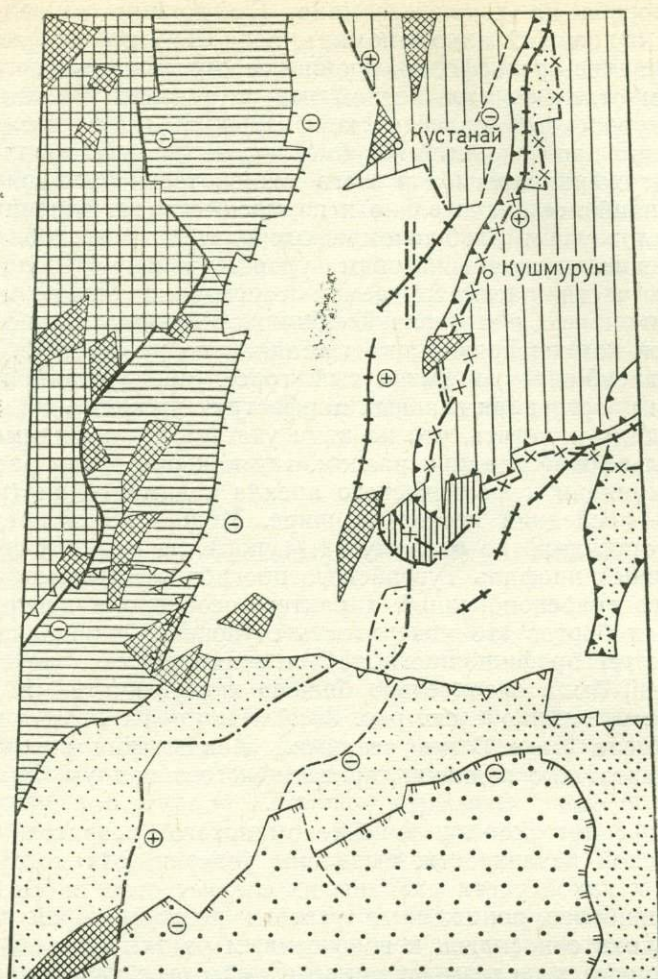


Рис. 31. Схема строения рельефа поверхности Тургайского прогиба в апт-альбское время.

1 — останцевые возвышенности; 2 — платообразная возвышенность; 3 — денудационная равнина; 4 — повышенная часть денудационной равнины, приподнятая на один порядок; 5 — то же, на два порядка; 6 — то же, на три порядка; 7 — аккумулятивная равнина; 8 — то же, наиболее пониженная часть; 9 — контур триасового прогиба, почти полностью компенсированного; 10 — контуры областей крутых опусканий; 11 — то же, предполагаемых. Рельефообразующие разломы — раннемеловые: 12 — «а» (−2), 13 — «б» (+2); апт-альбские: 14 — 1 (−1), 15 — 2 (−1), 16 — 6 (−1), 17 — 7 (+3). 18 — воздымание; 19 — опускание; 20 — линии, по которым на последующих этапах рельефообразования апт-альбские формы рельефа были деформированы.

В скобках приведена амплитуда перемещения в порядках, с соответствующим знаком; за один порядок принята величина, соответствующая разнице высот современного рельефа в 20 м

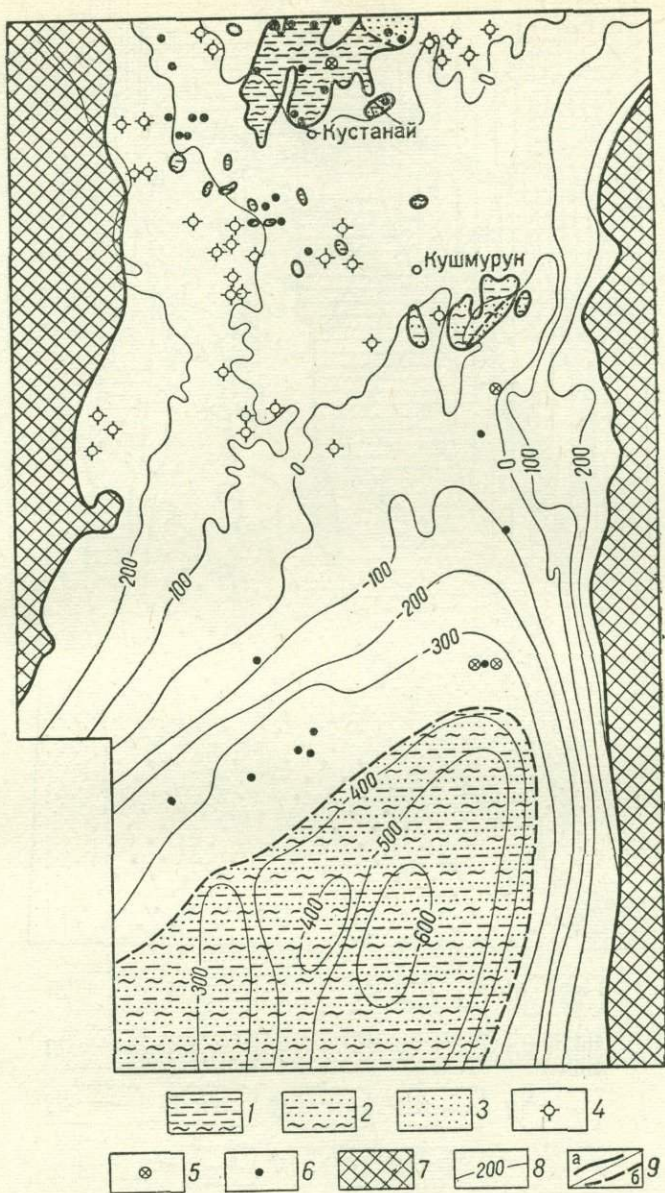


Рис. 32. Карта распространения осадков апт-альбского веков на территории Тургайского прогиба [9].

1 — глины темно-серые с растительными остатками и углистыми прослоями, с линзами и прослоями песков и пестроцветных глин; 2 — пески, алевролиты с прослоями пестроцветных и серых глин; 3 — преимущественно пески, песчаники, алевролиты с прослоями серых глин; 4 — одиночные скважины, вскрывшие отложения апт-альбского возраста; 5 — опорные скважины, вскрывшие все горизонты континентальных меловых отложений; 6 — скважины, встретившие осадки, охарактеризованные спорово-пыльцевыми комплексами апт-альбского возраста; 7 — возвышенные участки суши; 8 — изогипсы почвы апт-альбских отложений, 9 — границы распространения осадков (а — установленные, б — предполагаемые)

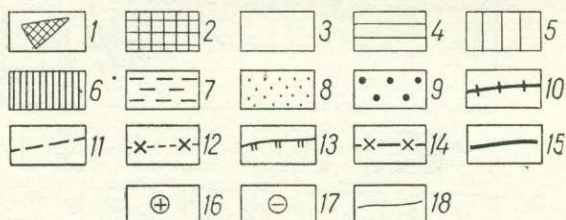
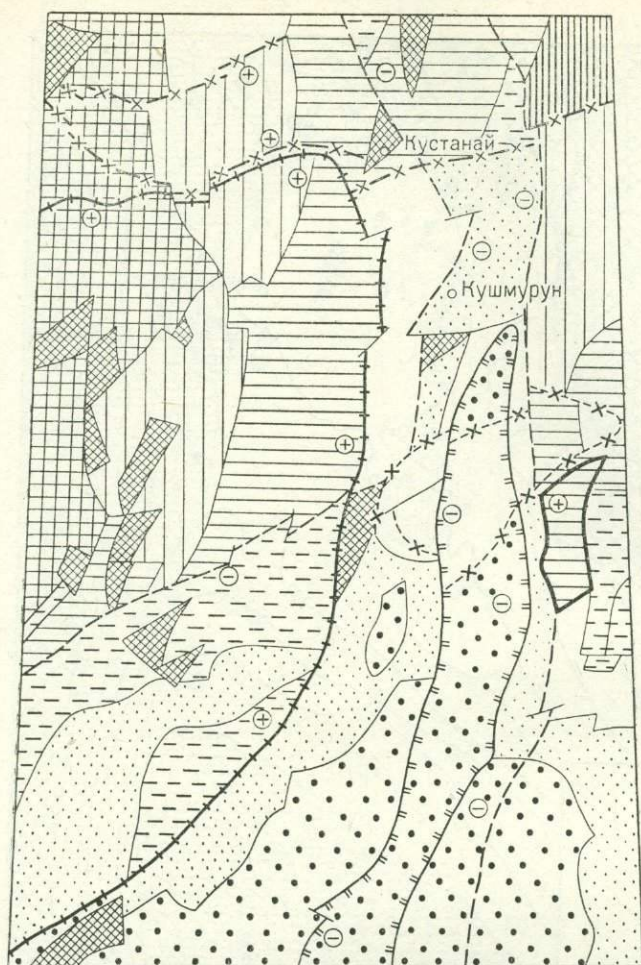


Рис. 33. Схема строения рельефа поверхности Тургайско-го прогиба в альб-сеноманское время.

1 — останцовые возвышенности; 2 — платообразные возвышенности; 3 — денудационная равнина; 4 — повышенная часть денудационной равнины, приподнятая на один порядок; 5 — то же, на два порядока; 6 — то же, на три порядока; 7 — денудационно-аккумулятивная равнина (пониженная часть денудационной равнины или повышенная часть аккумулятивной); 8 — аккумулятивная равнина; 9 — то же, наиболее пониженная часть. Рельефообразующие разломы: 10 — свод, 8, 11 — 9 (-2), 12 — 10 (+1), 13 — 11 (+3), 14 — 12 (+1), 15 — 13 (+1). 16 — воздымания; 17 — опускания; 18 — контуры, ограничивающие формы унаследованного рельефа или линии, по которым формы поверхности альб-сеноманского рельефа были впоследствии деформированы

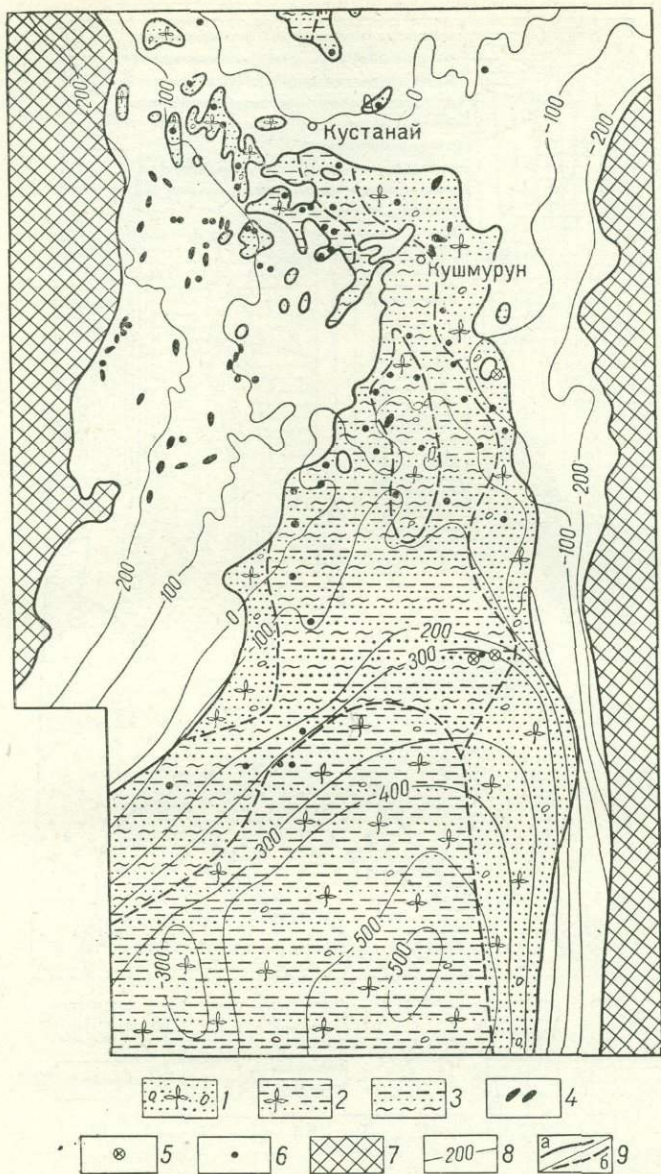


Рис. 34. Карта распространения осадков альб-сеноманского века на территории Тургайского прогиба [9].

1 — разнозернистые глинистые пески с прослоями серых глин с растительным детритом и пестроцветных глин; 2 — глины темно- и светло-серые лигнитовые с тонкими прослоями и линзами песков и алевритов; 3 — переслаивание песков, алевритов, серых и пестроцветных глин; 4 — области накопления бокситносных осадков в альб-сеноманское время; 5 — опорные скважины, вскрывшие все горизонты континентальных меловых отложений; 6 — скважины, вскрывшие осадки, охарактеризованные альб-сеноманскими спорово-пыльцевыми комплексами; 7 — возвышенные участки суши — области сноса; 8 — изогипсы почвы альб-сеноманских отложений; 9 — границы распространения осадков (а — установленные, б — предполагаемые)

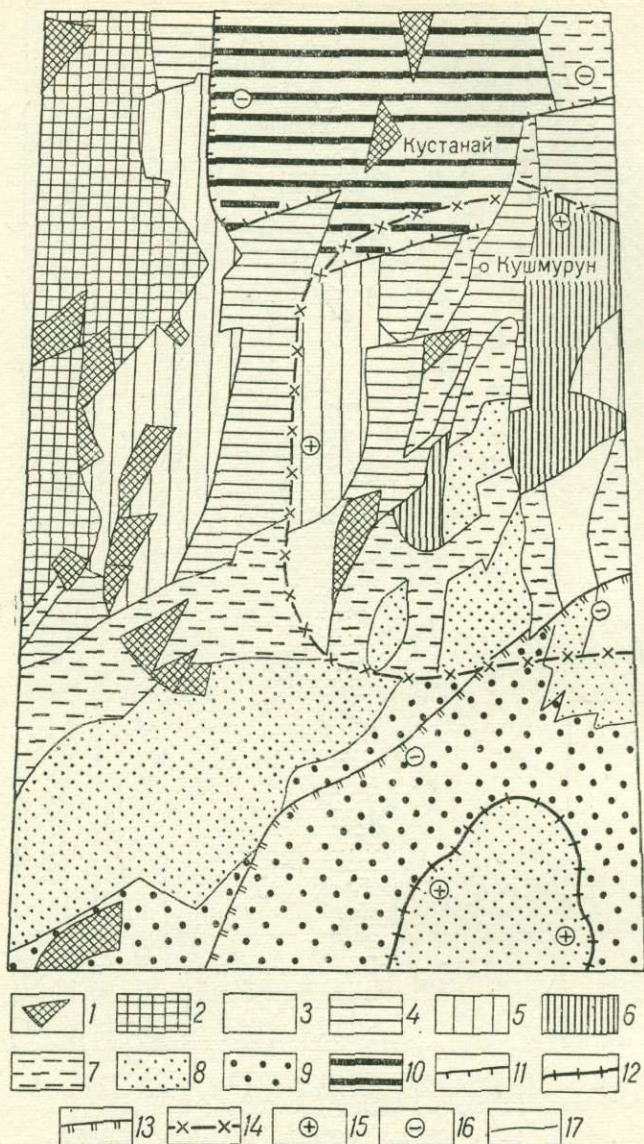


Рис. 35. Схема строения рельефа поверхности Тургайского прогиба в туронское время.

1 — остановые возвышенности; 2 — платообразные возвышенности; 3 — наиболее низко расположенные участки денудационной равнины; 4 — участки денудационной равнины, залегающие на один порядок выше; 5 — то же, на два порядка; 6 — то же, на три порядка; 7 — денудационно-аккумулятивная равнина (пониженная часть денудационной равнины или повышенная часть аккумулятивной равнины); 8 — область аккумуляции; 9 — то же, наиболее пониженная часть; 10 — морской бассейн. Рельефообразующие разломы: 11 — 14 (—3 или более); 12 — 18 (—2); 13 — 20 (—5); 14 — 23 (свод); 15 — воздымание; 16 — опускание; 17 — контуры, ограничивающие формы унаследованного рельефа, или линии, по которым формы поверхности туронского рельефа были впоследствии смещены

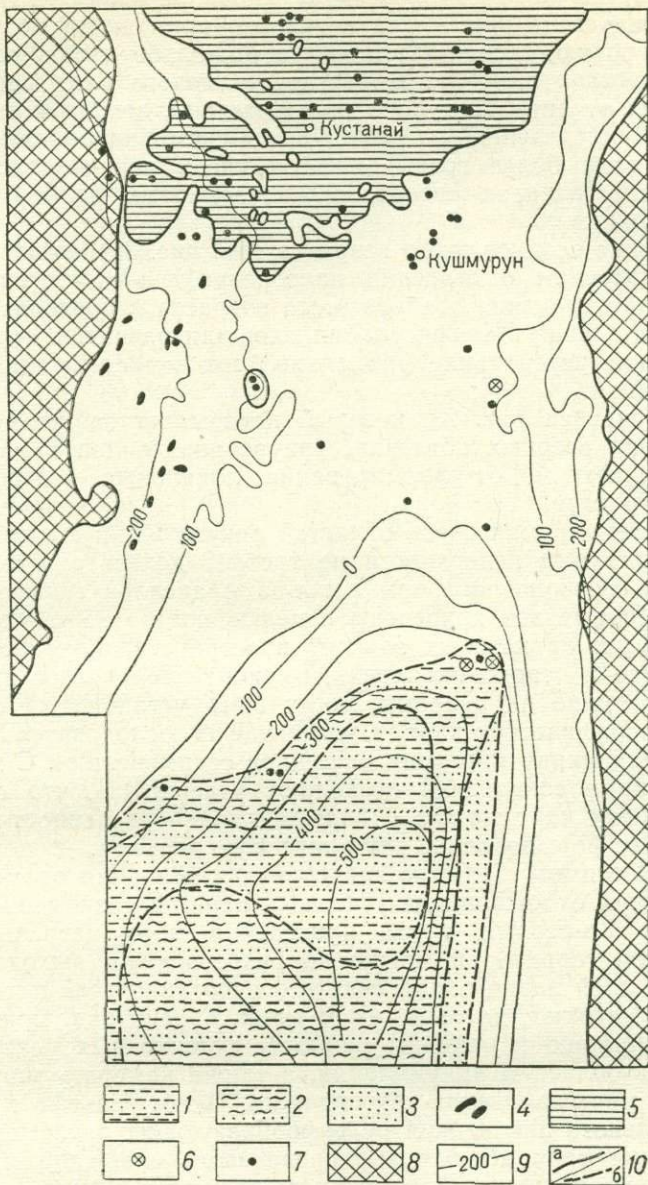


Рис. 36. Карта распространения осадков туронского века на территории Тургайского прогиба [9].

Континентальные осадки: 1 — переслаивание глин, песков и алевритов с преобладанием глин; 2 — глины темно-серые, участками пестроокрашенные, с линзами и прослоями песков; 3 — пески, песчанки, алевриты с редкими прослоями серых глин; 4 — области накопления бокситоносных осадков; 5 — площадь распространения морских осадков; 6 — опорные скважины, вскрывшие все горизонты меловых отложений; 7 — скважины, встретившие осадки, охарактеризованные туронскими спорово-пыльцевыми комплексами; 8 — возвышенные участки суши (область сноса); 9 — изогипсы подошвы туронских отложений; 10 — границы распространения осадков (а — установленные, б — предполагаемые)

чередованием более и менее пониженных участков. Но особенно отчетливо зональность меридионального плана, имеющая здесь реликтовый характер, заметна была в рельефе денудационной равнины. Прежде всего вся площадь последней была несколько приподнята по отношению к среднему уровню, господствующему в апт-альбе и альб-сеномане на подобных участках рельефа. В результате целого ряда перемещений, происходящих от апта до турона включительно, денудационная равнина оказалась расчлененной на ряд ступеней субмеридионального простирания, при этом более возвышенные ступени чередовались с менее приподнятыми, создавая своеобразный увалистый рельеф тектонического происхождения.

Размещение осадков этого возраста (см. рис. 36) согласуется с таким представлением о строении палеорельефа — отсутствие крупных ареалов распространения осадков этого возраста в пределах денудационной равнины, общая конфигурация площади развития морских отложений, а также чередование фациальных зон в пределах южной области аккумуляции.

Выше приведен рис. 23, который показывает зависимость размещения древних озерных котловин, приурочивающихся к наиболее пониженным участкам, от формирования локальных рельефообразующих морфоструктур.

Собственно, прямая связь областей аккумуляции с наиболее пониженными участками поверхности не требует доказательств, а потому приведенные соотношения форм рельефа и ареалов седиментации естественны. Данные эти приведены с целью показать, что контрастные формы рельефа, от которых зависит пространственное распределение областей сноса и осадконакопления, имеют тектоническое происхождение. Формирующие их разломы могут быть установлены с помощью анализа топографических карт, а установив их последовательность, можно объяснить причину миграции бассейнов седиментации. С другой стороны, описанные совпадения позволяют утверждать, что с помощью топографических карт можно с большой долей уверенности реставрировать процесс формирования тектонического рельефа.

Это может иметь большое значение для познания размещения мезо-кайнозойских отложений на закрытых плащом современных осадков территориях. Во-первых, после проведения морфометрического анализа на такой территории можно по разрозненным выходам отложений той или иной пачки пород судить о очертании всей площади седиментации. Во-вторых, даже не имея таких ориентиров, можно определить конфигурацию и размеры наиболее пониженных участков, могущих служить областью аккумуляции, а также наметить миграцию этих областей по мере изменения тектонических форм рельефа в результате последовательного проявления рельефообразующих разломов. В случае подтверждения этих данных картировочными скважинами последние можно будет проходить по более разреженной сети.

Восстановление палеорельефа местности в сущности камеральными, а потому недорого стоящими методами интересно и с точки зрения теоретической геоморфологии, и при решении каких-либо прикладных задач, например, при поисках захороненных россыпей. К этому вопросу мы вернемся при описании применения блокового анализа в металлогенических целях.

Связь ареалов седиментации прошлых геологических эпох с рельефообразующими разломами

Рельфообразующие разломы, установленные на основании современных тектонических форм рельефа или их реликтов, имеют обычно позднемезозойский и кайнозойский возраст. По некоторым из них пере-

мещения происходили неоднократно и они, на этом основании, могут быть отнесены к длительно живущим. И если все вышеописанные построения основываются исключительно на современном рельефе, отраженном на топографической карте (геологические данные привлекались только для определения возраста разломов и как проверочный критерий), то судить о том, существовали ли эти расколы фундамента в более отдаленные геологические эпохи, можно лишь по геологическим данным.

На рис. 37 показано размещение пород ордовика, силура и девона в пределах Тургайского прогиба по данным 34-го тома «Геология СССР» [9, 10].

Ордовикские отложения размещаются только по западной и восточной окраинам прогиба, не распространяясь на его центральную часть. Полосы их выходов имеют субмеридиональное простирание, т. е. согласное с простиранием основных разрывных структур мезо-кайнозойского этапа развития. Восточный край западной полосы выходов отложений ордовика в общем довольно точно совпадает с разломом I аптского возраста, который отделял в это время собственно Тургайский прогиб от его западного обрамления. Следовательно, этот разлом фундамента имеет чрезвычайно древнее заложение и был тектонически активным уже в раннем ордовике. Однако в ту эпоху тенденцией к опусканию обладала территория, расположенная к западу от него, а не к востоку, как в мезокайнозое.

Западная граница восточной полосы ордовикских пород совпадает с длительноживущим разломом, по которому происходили неоднократные движения в верхнем мелу и палеогене, при этом каждый раз опускался восточный бок разлома. В ордовике наоборот, опущенным был западный бок. Таким образом, территория Тургайского прогиба являлась в ордовике областью сноса.

В западной части рассматриваемой территории, в Зауралье, ордовикские отложения развиты в виде нескольких меридиональных полос и залегают несогласно, имея базальные конгломераты в основании, на породах нижнего докембрия. Поэтому можно предположить, что этот разлом фундамента был заложен в раннем ордовике и, вероятно, прослеживается на большие глубины. Ордовик представлен здесь терригенной толщей, в состав которой входят кварцевые, аркозовые и полимиктовые песчаники и алеволиты, кремнистые сланцы и яшмолды.

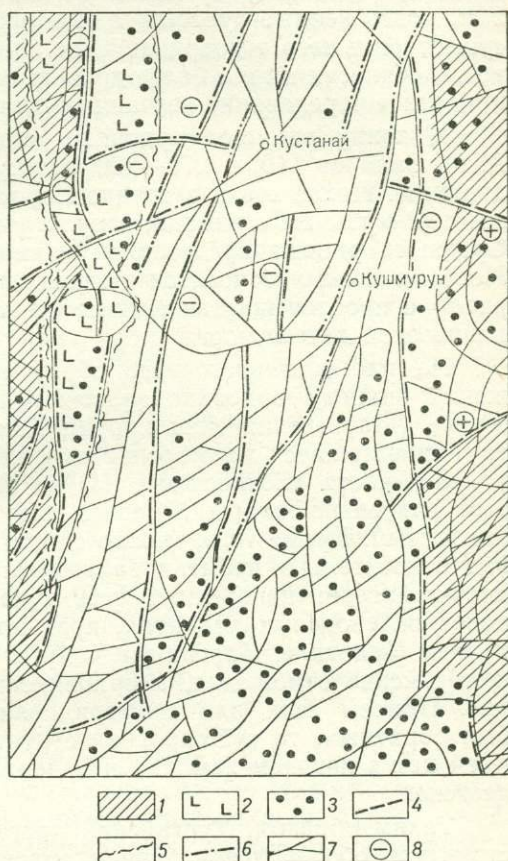


Рис. 37. Связь размещения пород ордовика, силура и девона на территории Тургайского прогиба с блоковыми структурами.

Площадь развития пород: 1 — ордовика; 2 — силура; 3 — девона. Глубинные разломы: 4 — ордовикские; 5 — силурийские; 6 — девонские; 7 — границы между блоками тектонического рельефа; 8 — опускающийся блок разлома

Мощность отложений около 1000 м и морская трансгрессия могла быть вызвана только очень глубоким опусканием площади, расположенной к западу от разлома 1 (сохраним за ним этот номер для удобства описания). Однако терригенный состав отложений, наличие среди них большого количества песчаников позволяет предположить, что наряду с опусканием западного бока временами происходило воздымание восточного, так как в пределах области сноса должны были существовать возвышенные участки, а длительность континентального периода, существовавшего в доордовикское время, не позволяет считать, что эти возвышенности имели более древний возраст. Об этом же говорит неоднократное чередование песчаниковых и глинистых пород.

К концу раннего ордовика море с этой площади, как пишет А. М. Захаров [10, с. 279—290], отступило, т. е. произошло общее воздымание. После этого в среднем ордовике опять произошло опускание примерно той же площади, результатом чего была новая трансгрессия. Средний ордовик представлен также терригенными образованиями. Местами к нему относятся вулканогенные породы (диабазовые порфириды) с прослоями известняков, что свидетельствует о подводной вулканической деятельности.

На площади восточного обрамления (Казахстанская зона) отложения нижнего ордовика залегают на разновозрастных породах — на севере (Марьевский синклиниорий Кокчетавской зоны) и на юге (Улутай) они ложатся на морские отложения верхнего кембрия, а в центральной части (Есильская зона) на породы докембрия. Следовательно, этот длительно живущий разлом был активизирован ранее, чем вышеописанный. Кроме того, можно сделать еще один очень интересный вывод относительно времени заложения разломов, активизированных в мезо-кайнозой: поперечная структура, выраженная в мезо-кайнозой цепочкой сводовых поднятий, проявилась также в позднем кембрии и раннем ордовике, благодаря чему в этой части отсутствуют верхнекембрийские отложения, а ордовикские имеют меньшее распространение. Причем если для субмеридиональных разломов знак движения был обратным, то субширотная структура характеризовалась воздыманием как в позднем кембрии и ордовике, так и в позднем мезозойе и палеогене.

Таким образом, Тургайский прогиб как крупная морфологическая структура обособился в раннем ордовике (в позднем кембрии наметилась граница только восточного борта), но в ту эпоху он представлял собой структуру горстового характера.

Силурийские отложения пространственно очень четко локализируются в пределах Денисовской подзоны. А. М. Захаров отмечает, что площадь их развития ограничивается современными Тобольским и Ливановским разломами; иными словами, разломами 1 и 6, активизированными в апт-альбский века и окаймляющими повышенный участок денудационной равнины в то время. Начиная с этого времени опускания начинают постепенно распространяться на территорию Тургайского прогиба. При этом по разлому 1, имеющему ордовикское заложение, опускался восточный бок, а по разлому 6 (силурийского заложения, если только по нему не происходили локальные подъемы площади Тургайского прогиба в более ранние эпохи) опускался западный бок, т. е. движения имели обратный, чем в позднем мелу, знак. Ограничение области силурийского седиментогенеза с запада разломом 1, отделяющим ее от площади ордовикского осадконакопления, заставляет предположить, что перед опусканием клина между разломами 1 и 6 произошел подъем западного бока разлома 1, превративший область ордовикского осадконакопления в область, служившую в силуре областью сноса.

В течение ландовери и в начале венлока на этой площади отлагались слоистые глины и пески с граптолитами. Наряду с Зауральской зоной областью сноса являлась Кустанайская. В венлоке, особенно в конце, проявляется вулканическая деятельность. К концу венлока площадь осадконакопления расширяется за счет Троицкой подзоны на западе и частично в пределы Кустанайской зоны к востоку (последнее предположительно). Позднесилурийская эпоха завершилась формированием вулканических пород среднего и основного состава.

Девонские отложения, описание которых приведено по В. Н. Агафонову [9, с. 108—134], представлены несколькими толщами, относящимися к нижнему—среднему отделам, эйфельскому ярусу, живетскому и франскому ярусам, верхнему отделу — франскому ярусу, фаменскому ярусу и нерасчлененному верхнему отделу.

В Зауральской зоне в основании девона залегают песчаники и глинистые сланцы и аргиллиты эйфеля, подстилаемые базальными конгломератами. В составе отложений установлен туфогенный материал. Распространены они в виде разрозненных участков на площадях ордовикского и силурийского осадконакопления, а в северной части зоны и несколько восточнее их. Следовательно, опускание краевых частей Тургайского прогиба в эту эпоху продолжалось (после эпохи поднятий между отложениями силура и эйфеля). По общей конфигурации эйфельский разлом совпадает с разломом 6 апт-альбского возраста, но в северной части проходит восточнее. Этот отрезок также отражен на схеме блоковых структур мезо-кайнозойского возраста, но роль рельефообразующих перемещений по нему относительно низкая. Мощность этих отложений 600—800 м, в средней части полосы меньше (300—400 м). Это позволяет предположить, что в эту эпоху происходил подъем поперечной морфоструктуры, отчасти компенсировавшей опускание по разлому 6. На крайнем северо-западе терригенная толща венчается пачкой андезитовых порфиритов и их туфов. Следовательно, этот участок подвергся локальному опусканию. Границами последнего могли служить с востока глубинный разлом ордовикского заложения, на юге — поперечная морфоструктура.

Вышележащая толща девона, относящаяся по возрасту к живетскому и франскому ярусам, представлена карбонатными породами мощностью около 600 м. Установлены они только на крайнем западе рассматриваемой территории, ограничиваясь разломом ордовикского заложения. Воздымание площади прогиба к этому времени, видимо, прекратилось, так как в составе пород толщи терригенный материал имеет несущественное развитие. Только в самых западных выходах прослеживаются красновато-бурые песчаники и сланцы с прослоями конгломератов. Таким образом, локальные воздымания, вероятно, имели место к западу от изучаемого региона.

Фаменские отложения, распространенные примерно на той же площади, развиты не повсеместно и, судя по тому что их состав весьма изменчив, не только потому, что они впоследствии были уничтожены эрозией, но главным образом в связи со спорадическим размещением участков аккумуляции. Местами это чисто карбонатные отложения, участками терригенно-карбонатные или просто терригенные, при этом иногда преобладает глинистый материал, а иногда песчаный; на иных участках фаменские отложения состоят из андезитовых порфиритов и их туфов. Такой пестрый фациальный состав мог быть обусловлен контрастным рельефом этой площади в фаменском веке. Следовательно, в это время на данной площади происходили перемещения разного знака. Восстановить их размещение по имеющимся у меня фактическим данным нельзя. Но в принципе в более крупном масштабе это возможно, поскольку ареалы размещения палеозойских пород, как показано выше, отчетливо ограничиваются длительно живущими глубин-

ными разломами, размещение которых установлено с помощью морфометрии. Следовательно, анализируя сочетание участков, сложенных различными по фациальному составу отложениями, можно предположительно восстановить рельефообразующие перемещения той эпохи.

Несмотря на то что прогибание в силуре и девоне захватывает западную часть современной территории прогиба, опускание связано с формированием иной морфоструктуры, осевая часть которой расположена западнее.

Девонские отложения, развитые в восточной части Тургайского прогиба, представлены красноцветными вулканогенно-осадочными и терригенно-карбонатными образованиями. Нижняя часть разреза, сложенная преимущественно вулканогенными породами, относится к нижнему — среднему отделам; средняя, терригенная — к франскому ярусу и верхняя, терригенно-карбонатная, — к фамену. Особенно большой мощностью, до 3500 м, отличается нижняя толща. Эта область интенсивной аккумуляции продолжается далее к востоку в пределы Центрального Казахстана и тесно связана с последним в своем геологическом развитии. Распространены эти отложения также на площади Убаганской и Аксуатской зон; западная граница выходов девонских отложений совпадает с разломом 9, по которому происходило опускание восточного бока в альб-сеномане и маастрихте. Таким образом, наиболее погруженный участок современной морфоструктуры Тургайского прогиба в девонское время входил в состав иной морфоструктуры.

Но тенденция морфоструктуры Тургайского прогиба к движениям отрицательного знака заложились именно в девоне, так как отложения этого возраста установлены и на площади Кустанайской зоны. Нижний и средний девон представлен главным образом эффузивами среднего и основного состава, верхи среднего девона и франский ярус — терригенно-вулканогенными породами, местами карбонатными; последние преобладают в верхах разреза, относящихся к фаменскому ярусу.

А. М. Захаров [10, с. 279—290] пишет, что в начале позднедевонской эпохи, во франском веке, на месте Кустанайской зоны отчетливо оформляется прогиб. Но, судя по присутствию мощной толщи эффузивов, прогибание началось ранее, в раннем девоне, а потом захватывало все более и более широкие пространства. Для истории формирования морфоструктуры Тургайского прогиба особенно важно отметить, что ее осевая часть в эту эпоху располагалась много западнее, чем во время последнего этапа рельефообразования.

Отложения нижнего карбона исключительно широко распространены на территории Тургайского прогиба и, следовательно, в эту эпоху его площадь характеризовалась главным образом опусканиями, особенно в центральных частях. Фациальный состав осадков этого возраста настолько разнообразен, а пространственные соотношения различных толщ так сложны, что восстановить по ним размещение глубинных разломов той эпохи, не прибегая к крупномасштабным картам, нельзя.

Таким образом, рельефообразующие разломы, которым обязаны современные тектонические формы рельефа, являются глубинными разломами фундамента, контролирующими размещение ареалов седиментации не только в мезозое и кайнозое, но и в палеозое. При этом длительность развития особенно четко подтвердилась для тех из них, которые выше были выделены как «структурные швы», так как современная морфоструктура Тургайского прогиба своими характерными чертами обязана перемещениям по этим разломам.

Те длительно живущие разломы, историю развития которых удалось схематически восстановить, в общем не изменили своего пространственного положения с раннего палеозоя, но колебания около какого-то центрального положения безусловно имели место. Кроме того, рельефообразующие перемещения прошлых геологических эпох могли в ка-

кой-то своей части совмещаться с одним разломом, а потом переходить на другой. Так, например, глубинный разлом, ограничивающий западную область осадконакопления в девоне, в северной половине совпадает с восточной ветвью разлома 9, а южнее с западной ветвью того же разлома. Самым большим различием является то, что позднемеловые — палеогеновые разломы на юге структуры более круто отклоняются к западу, чем палеозойские.

В противоположность пространственному размещению, знак перемещения не является унаследованным — в различные эпохи был тектонически активным то один, то другой бок разлома, причем тенденция к опусканию или воздыманию от эпохи к эпохе не сохранялась. Это особенно заметно по истории развития разлома I, пространственное положение которого практически не изменилось со времени его заложения в раннем ордовике. В ту эпоху по нему был опущен западный бок. В силуре, вероятно после общего воздымания этой области, был опущен противоположный, восточный, бок. В живетском и франском ярусах опять опущенным оказался западный бок — отложения этих ярусов ограничиваются с востока разломом ордовикского заложения. Начиная с раннего турне для восточного бока характерны опускания, для западного — воздымания, хотя оба бока могли как единое целое (вместе со всем районом) в какое-то время быть погружены или приподняты.

Тургайский прогиб как морфоструктура был заложен в ордовике, но в то время это было поднятие. В силуре и девоне он утрачивает самостоятельное значение: западные области развиваются совместно с Уральской геосинклиналью, восточные были присоединены к Центральному Казахстану. И несмотря на это, вертикальные тектонические движения происходят по тем же глубинным разломам, по которым впоследствии будет развиваться отрицательная морфоструктура Тургайского прогиба. Последняя начала оформляться во франском веке, представляя в то время относительно узкий грабен. В карбоне он окончательно обособляется и принимает очертания, близкие к современным. Характерной чертой развития является перемещение к востоку осевой, наиболее сильно опущенной, части.

Поперечная субширотная структура также является долго живущей. Проследить ее развитие сложнее, так как опускания для нее не характерны, и она не определяет размещение и конфигурацию областей аккумуляции. Однако уже в ордовике эта область была приподнята — в пределах субмеридионально вытянутых полос ордовикских отложений эти образования отсутствуют. На ряде участков эта область выводится из ареалов седиментации и в последующие геологические эпохи.

Таким образом, глубинные разломы здесь соответствуют более или менее стационарным зонам расколов фундамента; формирующиеся по ним морфоструктуры мигрируют, не изменяя их пространственного положения (рис. 38). Периодическая смена знака перемещений, закономерная миграция осевой части и пространственное наложение морфоструктур, развивающихся на разных этапах геологической истории, позволяют предположить, что вертикальные перемещения подчинены колебаниям земной коры, имеющим волновую природу; следовательно, генетически они не связаны с глубинными расколами, но по последним как по ослабленным зонам происходил разрыв сплошности литосферы на границе областей с разным знаком перемещения.

Субширотная структура, по-видимому, имеет иной характер. Во-первых, эта морфоструктура, несмотря на то что она менее ясно выражена, является более региональной. Во-вторых, для нее характерно постоянство тенденции (к воздыманию), хотя участки воздыманий имеют локальный характер и перемещаются в пределах этой зоны. Сугубо ориентировочно можно выдвинуть два варианта объяснений причин

такого развития — или это значительно медленнее, по сравнению с субмеридиональной, развивающаяся структура, или же она генетически связана с зоной более глубинного заложения, т. е. принципиально отлична от субмеридиональной.

Для района оз. Зайсан (см. рис. 29) эта связь прямая, поскольку осадки синхронны формированию тектонического рельефа и такая зависимость естественна. В отношении же размещения на этой территории палеозойских толщ мы не располагаем достаточными для какого-либо заключения данными. Можно лишь сослаться на тот факт, что толща пород позднего намюра — башкирского века, как показано на схеме, составленной А. Х. Кагармановым [11, с. 160—167], по своему пространственному размещению очень близко совпадает с грабеном разлома 13 (см. рис. 22). Совпадение может служить доказательством того, что это длительно живущая локальная морфоструктура, но в равной мере оно может быть случайным.

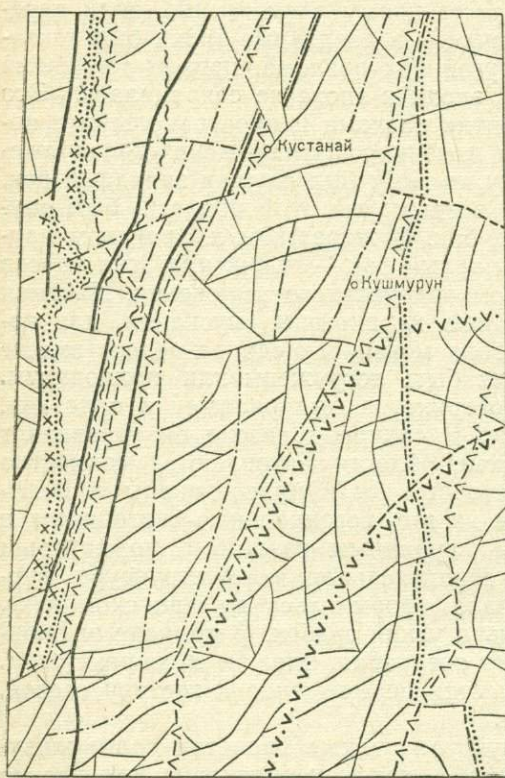


Рис. 38. Схема размещения глубинных разломов ранне- и среднепалеозойского возраста.

1 — позднекембрийские; 2 — ордовикские; 3 — позднеордовикские; 4 — силурийские; 5 — девонские; 6 — турнейские; 7 — визейские; 8 — то же, условно; 9 — меловые и палеогеновые

Обнаружилось, что план размещения мощностей доюрских отложений и план блоковых структур, выявленный морфометрическим методом, подчинены каким-то общим генеральным структурам. Так, та территория, которая на схеме блоковых структур (см. рис. 11) выделена как «обрамление», на схеме распределения мощностей выступает как площадь наименьших мощностей доюрского осадочного чехла. В центральной части суммарная мощность осадочных пород значительно больше. Здесь она достигает 10—14 тыс. м, реже более, против 3—7 тыс. м в обрамлении. Особенно большой мощностью (15—16 тыс. м) характеризуется тот участок, на котором перекрываются площади «полювалов». Выше было показано, что глубинные разломы, названные нами структурными швами, мигрируют во времени, отчего центральная

территории палеозойских толщ мы не располагаем достаточными для какого-либо заключения данными. Можно лишь сослаться на тот факт, что толща пород позднего намюра — башкирского века, как показано на схеме, составленной А. Х. Кагармановым [11, с. 160—167], по своему пространственному размещению очень близко совпадает с грабеном разлома 13 (см. рис. 22). Совпадение может служить доказательством того, что это длительно живущая локальная морфоструктура, но в равной мере оно может быть случайным.

Для района Северо-Востока имеется больше данных, позволяющих рассмотреть степень зависимости размещения областей осадконакопления прошлых геологических эпох от блоковых структур, выявленных по формам современного рельефа. На рис. 39 приведена схема, полученная путем наложения контуров развития пород разного возраста, с учетом их мощностей, на карту блоковых структур. Если эти контуры в какой-то своей части приближались к очертаниям границ блоков, то на этих участках они совмещались с последними.



Рис. 39. Схема распределения мощностей палеозойских и триасовых отложений района Яно-Колымской складчатой области по данным И. А. Резанова и Н. Н. Зарудного [35].

1 — контуры и мощность отложений верхнего триаса; на остальной территории мощность пород верхнего триаса равна 1000 м; 2 — то же, для нижнего и среднего триаса; 3 — то же, для верхней перми; на остальной территории мощность этих отложений около 300 м; 4 — то же, для нижней перми; 5 — то же, для нижнего карбона; 6 — то же, для девона; 7 — то же, для верхнего силура; 8 — то же, для нижнего силура; 9 — то же, для ордовика; 10 — участки с мощностью палеозойских и триасовых отложений 3—7 тыс. м; 11 — то же, 7—10 тыс. м; 12 — то же, 10—12 тыс. м; 13 — то же, 12—14 тыс. м; 14 — то же, свыше 14 тыс. м; 15 — мощность отложений различного возраста (слева — возраст отложений, справа — мощность, внизу — суммарная мощность)

часть структуры района и ее обрамление разграничиваются не резко, а через переходную зону, где эти структурные обособления накладываются друг на друга. В этой области мощности осадочного чехла колеблются между 9—10 тыс. м, показывая, что и в прошлые геологические эпохи граница между этими зонами была подвижной. Однако если судить по суммарной мощности, в палеозое эта переходная зона на большем протяжении времени относилась, по характеру развития морфоструктур, к центральной части.

Такое совмещение главнейших структурных элементов схем, составленных на совершенно различных материалах, — по морфометрическому анализу современного рельефа и по палеогеографическим построениям для палеозойских и триасовой эпох, — позволяет утверждать парагенетическую связь между позднейшими рельефообразующими структурами и размещением площадей осадконакопления начиная с ордовика и кончая триасом включительно. В данном случае эту связь наиболее рационально объяснить подчиненностью обоих явлений развитию блоковых структур фундамента и постоянству пространственного размещения последних.

Рассмотрим теперь размещение пород различного возраста, также отображенное на этой схеме (см. рис. 39). Ордовикские породы очень большую мощность (около 4500 м) имеют на севере района, на участке развития восточной овалоподобной структуры. С юго-запада и юго-востока эта площадь оконтуривается полосой ордовикских отложений меньшей мощности (около 500 м). Таким образом, можно предположить, что в ту эпоху наибольшее погружение испытала морфоструктура восточного «полуовала»; была опущена, но значительно менее, и западная овалоподобная структура. Уменьшение мощности отложений к югу от северного субширотного глубинного разлома говорит за то, что область, расположенная южнее этого разлома, была по нему приподнята. Отсутствие пород этого возраста в пределах обрамления и к югу от южного субширотного разлома показывает, что эти площади занимали высокий гипсометрический уровень. Таким образом поверхность спускалась на западе к северо-востоку, в центральной части к северу и в восточной части к северо-западу, образуя структуру амфитеатра. При этом существовало по крайней мере три гипсометрических уровня.

В раннем силуре площадь осадконакопления уменьшается за счет того, что от нее отторгается вся северо-восточная часть обрамления. Область опускания ограничивалась на юго-западе восточной ветвью разлома 10, на юге северным субширотным разломом и на северо-востоке восточной ветвью разлома 9. Вероятно, после общего воздымания всего района в целом опять начала опускаться его центральная часть, при этом она занимала минимальную площадь, так как не распространялась на переходную зону, которая на некоторых этапах развития входила в центральную структуру, а на других — захватывалась морфоструктурами обрамления. В позднем силуре область осадконакопления по-прежнему остается центральная часть, но ее пределы значительно расширяются как на запад, так и на восток, опять занимая свои крайние положения.

В девоне область осадконакопления отступила на север, за пределы северного субширотного шва, в связи с чем можно предположить, что по нему в эту эпоху был приподнят южный бок. Вероятно площадь, находящаяся к востоку от глубинного разлома, имеющего север-северо-восточное простирание (разлом 12 на рис. 9), также была приподнята. С запада область осадконакопления ограничивалась западной ветвью разлома 9, и можно предположить, что именно эта морфоструктура и опускалась в девоне, но утверждать это определенно нельзя.

Область раннекаменноугольного осадконакопления грубо совпадает с ордовикской, но еще далее проникает на восток. В ранней перми практически весь район, за исключением крайнего юго-восточного блока обрамления, становится ареной осадконакопления; во время поздней перми к ней присоединяется и этот участок. При этом если учесть мощности верхнепермских отложений, наибольшее погружение в эту эпоху испытали участки, до этого характеризующиеся преимущественной тенденцией к воздыманию.

Наибольшие мощности нижнего и среднего триаса приурочиваются к морфоструктуре западного полуовала, которая и была, следовательно, в эти эпохи наиболее сильно погружена. Наибольшие мощности пород верхнего триаса падают на западное и восточное обрамление.

Таким образом, для этой складчатой области, также как и для территории Тургайского прогиба, характерны периодическое расширение и сжатие рельефообразующих структур, их миграция (но в рамках выявленных рельефообразующих разломов), а также инверсия общей направленности движений. Отличием данной территории от Тургайского прогиба является то, что последний развивался как единая мегаструктура, а здесь обрамление и центральная часть явно относятся к различным морфоструктурам фундамента, хотя они и накладываются друг на друга.

Из анализа связи пространственного размещения областей аккумуляции прошлых геологических эпох с рельефообразующими разломами, расположение которых было установлено с помощью морфометрического изучения блоковых структур по топографической карте, можно сделать следующие выводы.

1. Характер и расположение границ областей осадконакопления прошлых геологических эпох, начиная с ордовика, а местами и кембрия (отложения более древних периодов не рассматривались как из-за недостатка фактических данных, так и в связи с трудностью стратиграфической корреляции), позволяет говорить о том, что они контролировались перемещениями по линии установленных глубинных разломов.

2. Судя по тому, насколько часто подновляется тот или иной разлом и по характеру его миграции, выявленные глубинные разломы разделяются на две группы. В одну из них входят протяженные линейные разломы, проявленные непосредственно по преобразованию рельефа вдоль этих линий или косвенно, как предельная линия, ограничивающая размещение нескольких кольцевых морфоструктур. Эти глубинные разломы, как правило, имеют наиболее древнее заложение, мигрируют в пределах ограниченной зоны и не относятся к какой-либо локальной морфоструктуре, в равной мере влияя на развитие каждой из них. Все это позволяет считать, что они отвечают расколам глубинных участков земной коры, разделяющим ее на крупные блоки. Ко второй группе рельефообразующих разломов относятся те глубинные разломы, которые ограничивают определенные морфоструктуры. При этом среди них можно выделить генетически связанные группировки, отдельные разломы которых определяют развитие общей морфоструктуры на том или ином этапе развития. Центральные или осевые (в зависимости от кольцевой или линейной формы морфоструктуры) части этих морфоструктур мигрируют. Ограничиваемые такими разломами морфоструктуры могут перекрываться. Эти их особенности позволяют предположить, что они, являясь глубинными разломами, имеют меньшую глубину заложения, чем линейные разломы первой группы. Вероятно они являются следствием периодических колебаний земной коры; на границе участков с разной тенденцией вертикальных перемещений или участков, характеризующихся различной их интенсивностью, возникают разрывы земной коры, которые и фиксируются как рельефообразующие разломы. След-

стве периодичности вызывающих их крупных колебательных движений, имеющих, вероятно, волновую природу, рельефообразующие разломы подновляются и рельефообразующие структуры являются длительно живущими.

Реконструкция блоковых перемещений для прошлых этапов рельефообразования

В предыдущей главе на фактическом материале показана зависимость пространственного размещения областей аккумуляции и их очертаний от развития глубинных рельефообразующих разломов. Следовательно, правомерна и обратная задача — реконструкция блоковых перемещений какой-либо отдаленной геологической эпохи на основании размещения и фациального состава отложений этого возраста. Ниже это будет сделано на примере анализа юрских и меловых отложений для рассмотренного района Северо-Востока.

Реконструкция рельефообразующих перемещений и рельефа юрской эпохи. Сводный стратиграфический разрез отложений нижней и средней юры по данным И. И. Тучкова [46, 47], а также по материалам геологических съемок, представлен следующими толщами (снизу вверх).

1. Черные глинистые сланцы, измененные туфы, лавы и агломераты андезитового состава, туфогенные песчаники и песчано-глинистые сланцы, относящиеся по комплексу органических остатков к раннему лейасу; мощность отложений 500—900 м.

2. Песчано-глинистые и песчаные сланцы, чередующиеся с мелкозернистыми песчаниками среднего лейаса.

3. Миндалекаменные туфы с прослоями лав андезитов, составляющие одну толщу пород с нижележащей свитой.

Общая мощность отложений среднего лейаса 850—1000 м.

4. Песчаники зеленовато-серые, с растительными остатками, темно-серые глинистые сланцы с маломощными прослоями туфов и туфогенных песчаников верхнего лейаса; мощность отложений 500—850 м.

5. Мелкозернистые и среднезернистые песчаники с растительными остатками и иноцерамами, комплекс которых позволяет отнести эти отложения к ааленскому ярусу средней юры, мощность их колеблется от 150 до 800 м.

6. Среднезернистые песчаники с прослоями алевролитов и глинистых сланцев, с обугленными растительными остатками и иноцерамами; мощность отложений меняется от 300 до 700 м.

7. Темно-серые глинистые сланцы; алевролиты и мелкозернистые песчаники, мощностью 500—600 м.

По возрасту две последние толщи относятся к бат-келловею.

Для выяснения положения рельефообразующих разломов и установления последовательности их проявления следует рассмотреть ареалы размещения этих свит, от более ранних к более поздним.

Размещение пород раннего лейаса показано на рис. 40, а (площадь, покрытая точечным крапом). Если считать, что сеть блоковых структур фундамента нам известна и что рельефообразующие перемещения, происшедшие в раннем лейасе, должны совпадать с установленными линиями рельефообразующих разломов, выявленных морфометрическим методом, то нужно подобрать такую комбинацию подъемов и опусканий установленных морфоструктур, чтобы их совокупность привела к образованию низменности, соответствующей по расположению и форме ареалу размещения пород нижнего лейаса. Ареал этот довольно сложен и можно подобрать несколько вариантов его формирования.

При проведении реконструкции принимались во внимание установленные особенности формирования морфоструктур.

Прежде всего более или менее ясно, что происходило опускание западной овалоподобной структуры, примерно в контурах внутренней ветви разлома 10 (на рис. 40, в показан как разлом «а»). В данном случае эта морфоструктура полностью перекрывает восточную овалоподобную структуру.

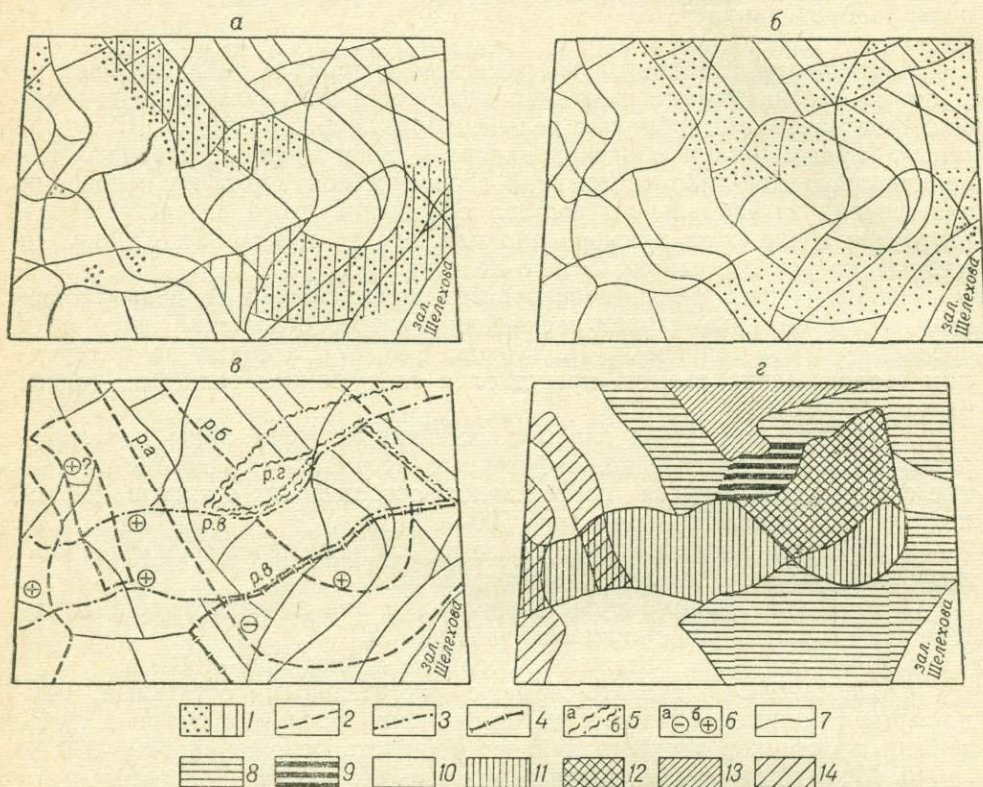


Рис. 40. Схема сопоставления размещения глубинных разломов, выявленных с помощью морфометрии, и ареалов осадконакопления в ранне- и среднеюрскую эпохи в районе Яно-Колымской складчатой области:

а — размещение отложений ранней юры; б — размещение отложений средней юры; в — предполагаемое размещение рельефообразующих разломов этих эпох; г — палеорельеф района в среднеюрскую эпоху.

1 — области осадконакопления; 2—4 — глубинные разломы, перемещающие структуры: 2 — центральные (разлом а — западный полуовал, разлом б — восточный полуовал), 3 — поперечные (разлом в), 4 — разлом обрамления; 5 — разломы, околнуривающие приразломные впадины (а — нижнелейасовые — разлом г, б — среднелейасовые); 6 — направление перемещения (а — воздымание, б — опускание); 7 — границы блоков тектонического рельефа; 8 — область моря; 9 — относительно глубоководные впадины; 10 — денудационная равнина; 11 — горная область; 12 — ее наиболее возвышенная часть; 13 — установленная возвышенность; 14 — то же, предполагаемая

подобную структуру, как это имело место при формировании грабенообразной структуры в результате опускания по разлому 10. На площади восточного полуовала, почти точно в контурах площади, околнуривной разломом 9, отложения нижнего лейаса отсутствуют. Следовательно, этот участок, поскольку он был опущен по разлому «а», каким-то иным вертикальным перемещением был выведен из состава области осадконакопления. Естественно предположить, что контуры воздымания совпали с упомянутым разломом 9 («б» на рис. 40, в).

Однако отложения раннего лейаса отсутствуют как к западу, так и к востоку от этого контура. Следовательно, по линиям глубинных субширотных разломов в это время был сформирован горст (две ветви разлома «в» на рис. 40, в). Предположить поднятия по разломам «б»

и «в» тем более уместно, что состав нижнелейасовых пород терригенный.

Этой схеме противоречит нахождение осадков этого возраста на территории блока 7, приподнятого по разлому «б». Очевидно кроме установленного разлома «а», произошло еще одно опускание. Можно только предположить, что здесь, севернее горстового поднятия, образовалась глубокая приразломная впадина, компенсирующая воздымание по разлому «б».

В среднем лейасе конфигурация области седиментогенеза в общем мало изменилась (штриховка на рис. 40, а). Только в южной части с западной стороны к ней присоединился клин (площадь блоков 43, 44, 45). Но для того чтобы это могло произойти, должно было сформироваться новое опускание. Наиболее правдоподобно, что опусканием была охвачена площадь в рамках разлома «г».

Размещение отложений средней юры показано на рис. 40, б. Площадь их распространения по сравнению с предыдущей эпохой расширилась, но в общем сохранила свою конфигурацию. Продвинулась к западу граница южной морской области, возникла новая площадь осадконакопления в северо-восточной части района. Следовательно, опускание структур обрамления получило дальнейшее развитие. Судя по терригенному составу осадков, воздымания, заложенные в ранней юре, также подновлялись.

Для того чтобы ощутимее увидеть результаты реконструкции, можно попробовать восстановить схему строения рельефа среднеюрской эпохи. Западная часть площади представляла собой сушу, большая часть которой относилась к выравненной денудационной равнине. Последняя в субширотном направлении пересекалась грядой столовых гор (рис. 40, г). Возможно, что здесь в среднем лейасе было сформировано горстовое поднятие, так как небольшие выходы отложений этого возраста окаймляют линейную зону, вытянутую в северо-западном направлении. Однако на том же основании можно предположить, что горстовое поднятие располагалось вдоль западной окраины рассматриваемого района. Пожалуй, более вероятно образование северо-западного горста, потому что он прилегает к одной из ветвей разлома 10, характеризующегося в эту эпоху интенсивной тектонической активностью.

Море занимало восточную половину района, при этом в него с запада вторгалась горная гряда, пересекающая западнее денудационную равнину. На этом участке горная гряда была наиболее высокой, так как здесь совместились два поднятия: по разломам «б» и «в». Южный склон возвышенного участка горной гряды отделялся от моря небольшим предгорным уступом. К северу от этого горного массива, у его подножья, располагалась относительно глубоководная впадина, соединенная на западе и востоке с морскими проливами. Западный из них примыкает к впадине под углом и имеет северо-западное простирание. Восточный, если считаться с тенденцией развития морфоструктур, должен огибать восточную границу района исследования. В пределах последнего, у его восточного борта, северная и южная морские области разделяются небольшим участком суши, относительный гипсометрический уровень которого отвечал денудационной равнине. Но в противоположность другим ее частям, отличающимся относительным тектоническим покоем, этот участок был подвижным, и его гипсометрическое положение оказалось результатом компенсации противоположно направленных вертикальных перемещений.

Глубоководная впадина и прилегающие к ней морские проливы с севера ограничивались возвышенностью, простирающейся за пределы района, вероятно, в северо-западном направлении.

Поскольку схематически реставрированная палеогеографическая обстановка характеризует условия осадконакопления существовавшие

в средней юре, ее правильность можно проверить, рассмотрев хотя бы в общем виде мощность и состав отложений этого возраста в различных частях данного района.

Так, в пределах западного морского пролива сусуманская свита средней юры представлена тремя пачками пород (снизу вверх): а) сланцы, песчаники и алевролиты с фауной иноцерам; б) песчаники аркозовые, мелкозернистые, с маломощными прослойками алевролитов и глинистых сланцев, а также мелкогалечных конгломератов; в) темно-серые глинистые сланцы с прослоями алевролитов и мелкозернистых песчаников. Общая мощность свиты 1300—1400 м. Как видно, состав осадков отвечает вышеописанной палеогеографической обстановке этого участка. Более того, ее можно несколько уточнить. Судя по обилию крупнозернистого терригенного материала в средней пачке, весьма вероятно, что возвышенности формировались не в результате одноактного поднятия, а в течение относительно длительного времени, периодически возобновляясь. К этому выводу можно прийти на том основании, что возвышенность, обязанная перемещению по разлому «б», была сформирована уже в нижней юре, так как осадки этого возраста на этой площади отсутствуют. Об этом же говорит терригенный состав сусуманской свиты. Однако средняя пачка этой свиты состоит из более грубого терригенного материала. Это могло быть вызвано только повышением гипсометрического уровня области сноса, т. е. ее новым поднятием.

На площади участка, определенного как относительно глубоководная впадина, среднеюрские отложения имеют такой состав: а) песчаные сланцы, песчаники косослоистые; б) песчаники, глинистые сланцы с прослоями известняков; в) мелко- и среднезернистые песчаники с растительными остатками; г) мелкозернистые полимиктовые песчаники, местами известняки. Общая мощность местами достигает 2000 м. Если учесть, что мощность отложений нижней юры здесь около 1000 м, наличие здесь впадины вероятно.

В северо-восточной части площади среднеюрские отложения имеют следующий разрез: а) конгломераты, мощность 50 м; б) туфогенные песчаники и глинистые сланцы, мощность 150 м; в) песчаники, граувакки, конгломераты, мощность 250 м; г) аргиллиты с фауной иноцерам, мощность 70 м; д) граувакки, сланцы, туфы, конгломераты, мощность 70 м; е) черные глинистые сланцы с водорослями, мощность 60 м; ж) песчаники с прослоями черных глинистых сланцев, мощность 120 м. Эта пачка пород начала формироваться после одного из самых поздних установленных выше опусканий; к тому времени горный массив уже был сформирован. Это вполне соответствует тому, что в основании разреза залегают конгломераты.

На площади, соответствующей крайней северо-восточной части южного участка морского бассейна, присутствуют только отложения нижней юры, представленные в нижней части разреза в основном глинистыми сланцами, а выше песчаниками, песчано-глинистыми сланцами с прослоями лав и туфов андезитов. Здесь, у менее высокого побережья, кластический материал был уже не такой грубый. Отсутствие осадков средней юры целесообразнее всего объяснить расширением в это время полосы воздымающегося субширотного горста.

В западной части южного бассейна, где западное побережье представляло собой денудационную равнину, а на севере располагалась относительно невысокая гряда гор, в состав среднеюрской толщи входят: а) мелко- и среднезернистые песчаники с растительным детритом и иноцерамами; б) массивные средне- и крупнозернистые песчаники с иноцерамами; в) среднезернистые косослоистые песчаники с обугленной древесиной; г) алевролитовые сланцы с прослоями пес-

чаников, содержащих обугленную древесину; д) мелкозернистые песчаники. Общая мощность около 700 м.

Таким образом, общая картина, которую можно воссоздать по совокупности размещения блоковых структур и ареалов осадконакопления, по всей вероятности, отвечает действительности. Обладая рядом стратиграфических разрезов с детальной литологической характеристикой осадков с высокой степенью корреляции возраста отдельных пачек, можно восстановить длительность и ритм формирования воздыманий или опусканий по четко проявленным разломам. Помимо теоретического интереса это может иметь значение при поисках россыпных, осадочных или связанных с корой выветривания месторождений. Я, к сожалению, такими фактическими материалами не располагаю.

Площадь верхнеюрского осадконакопления значительно сократилась в связи с крупной тектонической перестройкой.

Сводный стратиграфический разрез имеет такой вид.

Келловей — нижний оксфорд: а) мелкогалечные, местами известковистые песчаники (10—16 м); б) зеленовато-серые глинистые и алевролитовые сланцы, песчаники, туфогенные песчаники, туфы андезитов (60—180 м); в) измененные и разложенные лавы андезитов, различные туфогенные образования с прослоями осадочных пород (350—400 м); для всей пачки пород характерен большой комплекс фауны, мощность местами выше указанной и изменяется в общем от 400 до 1500 м.

Верхний оксфорд — нижний кимеридж: темно-серые глинистые и алевролитовые сланцы с тонкими прослоями мергелей, песчаные известняки; весьма характерной формой для этого горизонта является *Aucella Bronni*. Мощность отложений 600—700 м.

Кимеридж — нижневолжский ярус: темно-серые крупнозернистые глинистые песчаники с линзовидными прослоями каменного угля мощностью до 2 см. Общая мощность около 700 м.

Средняя и нижняя части верхневолжского яруса: а) грубозернистые полимиктовые и туфогенные песчаники с прослоями измененных туфов порфиритов и известковистых песчаников с фауной и флорой (400—500 м); б) фельзиты, липариты, дациты, дацито-андезиты и их туфы, мощность около 300 м.

Судя по составу отложений и различию мощностей, позднеюрская эпоха характеризовалась интенсивной тектонической и вулканической деятельностью. Об этом же говорит широко проявленный интрузивный магматизм. Однако восстановить рельефообразующие перемещения и рельеф этой эпохи чрезвычайно трудно, так как осадочные образования приурочены к сравнительно небольшим участкам в пределах данного района. Ниже описана попытка такой реставрации, весьма схематичной, в связи с небольшим количеством фактического материала.

Размещение верхнеюрских отложений показано на рис. 41. Поскольку мощность рассматриваемых отложений значительна, можно со всем основанием считать, что блоки, в пределах которых они получили развитие, испытывали интенсивное опускание. Судя по присутствию песчанистого материала, количество которого увеличивается в средней части разреза, в эту эпоху, не считая подъема всего района в целом, происходили также и локальные воздымания. Общая конфигурация опускающихся участков, особенно в северной части, чрезвычайно сложна. Подобрать такое сочетание передвижек разного знака по рельефообразующим разломам, чтобы получилась в результате соответствующая площадь опусканий, не удалось.

Если проследить расположение опущенных блоков, то окажется, что они слагают полосу, более чем полукольцом обнимающую участок, расположенный в центральной части восточной половины района. Можно думать, что эта полоса отличалась наибольшей тектонической актив-

ностью. Однако она не непрерывна, так как отложения этого возраста отсутствуют, на некоторых ее участках. Наиболее правильным объяснением такого явления будет предположение, что отдельные участки данной полосы, на которых отложения отсутствуют, испытывали не опускание, а воздымание; если бы они опускались с той же скоростью, полоса отложений была бы непрерывна, если бы они опускались с меньшей скоростью или бы оставались неподвижными, то в их пределах обязательно присутствовали бы эти же отложения, но они имели бы меньшую мощность и их выходы были бы спорадически рассеяны. Итак, более вероятно предположить воздымание этих блоков. Центральная

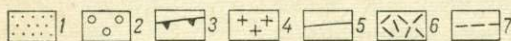
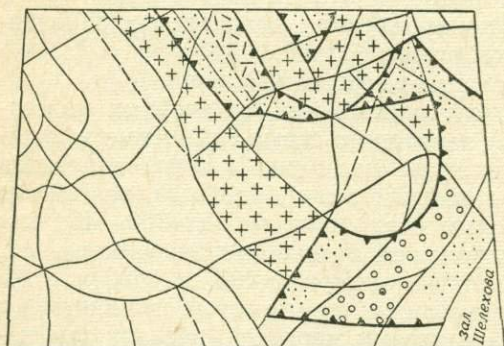


Рис. 41. Схема сопоставления размещения глубинных разломов, выявленных с помощью морфометрии, и ареалов осадконакопления в верхнеюрскую эпоху в районе Яно-Колымской складчатой области.

1 — площадь размещения осадочно-вулканогенных отложений позднеюрского возраста; 2 — то же, предполагаемые; 3 — контуры площадей опускания; 4 — площади предполагаемых воздыманий; 5 — границы между блоками тектонического рельефа; 6 — участки проявления липаритов верхов поздней юры — низов раннего мела; 7 — разломы, не подновлявшиеся в течение кайнозойского этапа рельефообразования

ляют только утверждать, что отдельные фрагменты тектонически активной зоны перемещались в разном направлении. Возможно, что в западной половине данного района также происходили воздымания, однако, базируясь лишь на ареалах осадконакопления, судить об этом нет оснований. Но их отсутствие однозначно говорит о том, что здесь локальных опусканий, относящихся к этому возрасту, не происходило.

Реконструкция рельефообразующих перемещений и рельефа мелового периода. Сводный стратиграфический разрез нижнемеловых отложений, составленный по данным И. М. Сперанской [42 и др.], И. И. Тучкова [47], а также по материалам геологических съемок (А. С. Симаков, Н. И. Ларин), имеет такой характер.

Валанжин: конгломераты, песчаники, алевролиты с остатками растений, глинистые и известковистые сланцы с фауной белемнитов и ауцеллами; мощность 250—300 м.

Апт (момолтыкичская свита): а) андезиты, андезито-базальты, местами андезитовые миндалекаменные порфириты и их туфы красно-бурой окраски, 250 м; б) черные сланцы и туфы андезито-дацитового состава, местами алевролитовые песчаники, туфогенные и углистые сланцы, 175—300 м; в) андезито-базальты, андезитовые порфириты и их туфы, 130—150 м.

часть, окруженная тектонически активной зоной, видимо, вообще характеризуется тенденцией к стабилизации: мощность доюрских пород здесь много меньше, чем на севере и западе, на площади преимущественно опускающихся (в доюрское время) блоков: 8—10 тыс. м против 15—16 тыс. м, но больше мощности пород блоков с превалирующей тенденцией к воздыманию, расположенных к югу и востоку от нее, где она достигает 4—6 тыс. м (см. рис. 39).

Может быть, здесь формировалась сводовая морфоструктура, отдельные сегменты которой сохранили прежнюю направленность перемещения, свойственную тем морфоструктурам, на которые наложилось сводовое поднятие? Этим многое можно бы было объяснить, но пока это не более чем ориентировочное предположение. Фактические материалы позво-

На площади блока 41 (участок, расположенный у южной границы района, второй блок по направлению от его западного борта) общая мощность аптской толщи достигает 2000 м.

Верхи апта, альб, возможно низы сеномана (нельканждинская, хасынская и балагычано-сугойская свиты): а) сланцы черные углисто-глинистые и песчано-глинистые, с прослоями туфогенных песчаников и светлых туфов дацитов, местами туфов андезитов; в сланцах установлены невыдержанные прослои каменных углей; мощность этих пород колеблется от 130 до 1500 м; б) конгломераты, песчаники, аргиллиты, сланцы с туфами андезитов, местами липаритов, с растительными остатками и прослоями углей с мощностью от 125 до 1500 м; в) трахилипариты, липариты и их туфы, 150 м.

В Омсукчанском районе, расположенном у западного борта исследуемой площади, примерно в центральной его части, в отложениях этого возраста преобладают конгломераты и песчаники.

Верхняя часть собственно относится уже к верхнему мелу, но поскольку она составляет единую толщу с нижнемеловыми отложениями, то блоковые перемещения будут рассматриваться применительно ко всей толще.

Валанжинские отложения на данной территории располагаются в пределах узкокализованных впадин, пространственно приуроченных непосредственно к линиям рельефообразующих разломов (рис. 42). Следовательно, в этот век данная территория представляла собой сушу с небольшими континентальными бассейнами. Тектоническая позиция их определяется достаточно четко — все они приурочены к границам блоков, испытавших по отношению друг к другу контрастные движения в юрскую эпоху. Две впадины, находящиеся в северной части площади, расположены на тектонической линии, по которой происходило опускание площади глубоководной впадины той эпохи; одна из них совпадает с северным субширотным разломом. Третья впадина, выполненная осадками валанжина, залегает на линии разлома «б» юрского возраста и имеет то же северо-западное простирание, что и разлом на этом участке. Это нарушение в ту эпоху разграничивало в начале область опускания от области поднятия, а затем участки с различной интенсивностью поднятий. Следовательно, впадины эти являются по своей тектонической природе унаследованными. Конгломераты в основании указывают на возвышенную область сноса, но для оконтуривания области поднятий данного века оснований нет.

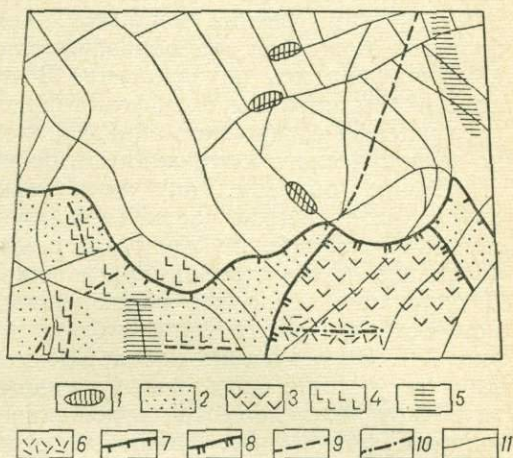


Рис. 42. Схема сопоставления размещения глубинных разломов, выявленных с помощью морфометрии, и ареалов развития раннемеловых вулканогенно-осадочных пород в районе Яно-Колымской складчатой области.

1 — впадины, выполненные терригенно-карбонатными отложениями валанжина; 2 — ареалы развития вулканогенно-осадочных пород; 3 — то же, более мощных; 4 — участки с наибольшей мощностью андезитов аптского возраста; 5 — тектонические впадины, выполненные континентально-терригенными отложениями с примесью туфогенного материала и достигающие мощности 3000 м (верхи альба — низы сеномана); 6 — участки выходов трахилипаритов, залегающих в верхах нижнемеловой толщи; 7 — глубинные разломы, ограничивающие области вулканотектонических опусканий в раннем мелу; 8 — то же, интенсивных; 9 — линии новообразованных глубинных разломов, служащих магмоподводящими каналами в раннемеловую эпоху; 10 — разломы, по которым изливались трахилипариты; 11 — границы между блоками тектонического рельефа

Интенсивные тектонические опускания начались в апте, о чем можно судить по мощным вулканогенно-осадочным отложениям этого возраста. Локализованы они весьма четко в южной части площади, в пределах обрамления. Четкость конфигурации выхода свидетельствует о том, что их накопление обязано не только размыву ранее существовавших возвышенностей, но и образованию опускающихся областей, в пределах которых и накапливались продукты денудации. Терригенные осадки на всей территории перемежаются с эффузивными породами, местами весьма мощными. При этом эффузивы, даже в случае большой мощности, не образовывали возвышенностей, т. е. изливания компенсировались опусканиями. В противном случае вулканогенный пояс окаймлялся бы шлейфом терригенных отложений (отсутствие такого шлейфа совершенно определено — за пределами активного вулканотектонического опускания отложений этого возраста нет).

Таким образом, апт характеризовался вулканотектоническими опусканиями южной части площади. Этот тектонический этап не унаследован от юрского времени, а является самостоятельным. Только опускание юго-восточной части началось еще в раннеюрскую эпоху. В опускание оказались вовлеченными те блоки, в пределах которых мощность доюрских пород была минимальной — 4—7 тыс. м (см. рис. 39). Относительно небольшие мощности доюрских отложений обязаны отсутствию здесь осадков нижнего и среднего палеозоя, в результате чего нижнепермские отложения залегают непосредственно на синийском фундаменте. Таким образом, эти блоки располагались выше уровня седиментации в течение раннего и среднего палеозоя.

К характеристике размещения нижнемеловых отложений следует добавить то обстоятельство, что к области накопления терригенно-вулканогенных образований нижнего мела не были присоединены те блоки, в пределах которых хотя и отсутствуют отложения нижнего и среднего палеозоя, но общая мощность пермских и триасовых отложений превышает 8000 м. Следовательно, в опускание в раннем мелу были вовлечены территории, до этого характеризующиеся тенденцией к воздыманию.

Мощность нижнемеловых отложений в пределах этой полосы крайне неравномерна и отличается не постепенным ее изменением, а резкими перепадами при переходе от одного участка к другому. Так, например, в западной половине мощность этих отложений, за исключением отдельных участков, не превышает 200—300 м. Восточнее, отделяясь от последней глубинным разломом северо-восточного простирания, располагается область, где аптская терригенно-вулканогенная толща характеризуется мощностями до 700 м.

На территории развития относительно малых мощностей аптских отложений установлены отдельные участки с максимальной мощностью, достигающей местами 2000 м. Некоторые из них локализируются вдоль линий глубинных разломов, другие приурочиваются к краевым частям блоков. Увеличение мощности происходит за счет вулканогенных пород. Непостоянство мощностей, их скачкообразные переходы позволяют предположить, что опускающаяся группа блоков не представляла собой единой области; ее отдельные участки погружались с различной интенсивностью, и возможно даже, погружение это происходило не совершенно синхронно. Фактом, на основании которого можно судить об этом, является то обстоятельство, что андезитовая толща на некоторых участках разделена свитой глинистых сланцев на две пачки, а местами эти сланцы отсутствуют.

Образование цепочек выходов вулканических пород вдоль северной границы опускающейся области подчеркивает два обстоятельства: во-первых, то, что опускание носило вулканотектонический характер, а во-вторых, то, что разломы, оконтуривающие эту область опусканий, являлись магмоподводящими. Более подробно это будет освещено

в следующей главе, где рассматривается связь размещения магматических образований с выявленными рельефообразующими разломами.

По конфигурации области размещения терригенно-вулканогенных пород апта с учетом их мощностей можно наметить положение рельефообразующих разломов того времени. Наиболее протяженный рельефообразующий разлом, ограничивающий с севера всю область аптского осадконакопления, почти полностью совпадает с южным субширотным разломом глубинного заложения (разлом 13 на рис. 10), что еще раз подтверждает, что история тектонического развития этого разлома оказала большое влияние на геологическое строение данной территории. В восточной половине района, примерно на простирании оси воздымающейся в юрский период морфоструктуры, на эту опускающуюся область наложилась структура еще более глубокого погружения. Северная граница этого участка совпадает с контуром общего погружения, западная проходит по линии северо-восточного глубинного разлома, восточная — по разлому, который на последнем этапе формирования рельефа не был проявлен (или проявлен, но не установлен при морфометрическом анализе). Области развития наибольших мощностей нижнемеловых андезитов должны приурочиваться к наиболее погружавшимся участкам. По распространению это уже не обширные площади, охватывающие большие блоковые группировки. Это небольшие блоки или даже части блоков. Выше уже упоминалось, что несмотря на большие мощности (около 2 тыс. м), формирование эффузивных толщ компенсировалось опусканием. Линии разломов, ограничивающие участки и характеризующиеся интенсивной тектонической и вулканической деятельностью, частично были известны ранее как фрагменты рельефообразующих разломов, местами же их активность впервые установлена по размещению пород апта.

То обстоятельство, что терригенная составляющая пород представлена алевролитовыми песчаниками и глинистыми сланцами, т. е. тонкокластическими осадками, позволяет считать, что интенсивных воздыманий в этот период времени здесь не было.

В верхах апта и в альбе в общем очертания области седиментогенеза сохранились, но опускание уже не носило вулкано-тектонического характера, так как вулканические образования этого возраста имеют резко подчиненное значение по сравнению с осадочными и представлены главным образом туфами.

В это время формируются и новые тектонические элементы — громадные впадины меридионального простирания (т. е. секущие по отношению к опускающемуся поясу). Это Хасынская впадина, формирующаяся вдоль линии разлома в юго-западной части района, и Омсукчанская, расположенная на его северо-востоке (см. рис. 42). Мощность терригенных континентальных отложений в пределах этих впадин достигает 3 тыс. м.

При этом интересно то, что в пределах Хасынской впадины грубокластические образования сосредоточены в верхней части толщи, а в пределах Омсукчанской — в ее нижней половине. Это примерно позволяет наметить области воздымания и их последовательность в конце раннего мела. Вначале оно произошло по линии, соответствующей разлому 9, по которой неоднократно формировались поднятия в юрские эпохи. Затем была приподнята площадь западной овалоподобной морфоструктуры (я не оговариваю каждый раз, что обе центральные овалоподобные морфоструктуры представлены в пределах рассматриваемой территории лишь своим южным окончанием). Таким образом, гористая область сноса была расположена в эту эпоху ближе к Хасынской впадине, что и определило грубокластический характер осадков в верхах толщи. Наиболее позднее воздымание этого возраста предполагается по отсутствию здесь синхронных отложений даже на ограни-

ченых участках, что благодаря значительной нивелировке области сноса могло бы иметь место, если не считать что могло быть ее новое воздымание.

Завершают формирование нижнемеловой толщи терригенно-вулканогенных пород трахилипариты верхов альба — начала сеномана. Их выходы прослеживаются вдоль южной границы района (примерно в центральной части — см. рис. 42) и контролируются линией глубинного разлома.

Таким образом, основываясь на размещении осадочно-вулканогенных пород нижнего мела, можно предположить, что в эту эпоху, после общего воздымания района на границе верхней юры и нижнего мела, произошла инверсия в направленности вертикальных перемещений, и основной ареней опусканием стало обрамление, главным образом его южная часть. Исключением является только сформированная в конце альба — начале сеномана Омсукчанская впадина. К этому же времени приурочивается тектоническая активность северной половины рассматриваемой территории, приведшая к формированию здесь возвышенностей. В течение аптского века эта область характеризовалась относительно тектоническим покоем. Опускания, происшедшие в эту эпоху, затронули глубинные зоны земной коры, так как окаймляющие их рельефообразующие разломы служили магмоподводящими каналами, по которым на поверхность изливалась магма. Одновременно с условиями формирования верхнемеловых отложений рассмотрены и палеогеновые, так как к этой эпохе приурочены последние проявления магматизма, установленные на территории данного района.

Сводный разрез верхнемеловых и палеогеновых пород (по указанным выше авторам) представлен следующими пачками осадочных и вулканогенных отложений.

Сеноман — турон: а) терригенная угленосная свита — конгломераты, песчаники, алевролиты, аргиллиты, прослой углей и туфов, мощность отложений достигает 500—600 м; б) нураульбская свита — роговообманковые андезиты и их туфы, прослой глинистых сланцев; мощность около 800 м; в) дациты, липариты, трахилипариты и их туфы, мощностью 700—800 м.

Турон — дат (зоринская и хольчинская свиты) представлен мощной терригенной, в основном песчанико-конгломератовой толщей с прослоями андезитов, липаритов и их туфов. По соотношению разрезов этих отложений, характеризующих различные участки области осадконакопления, можно предположить, что данная толща состоит из трех замещающих друг друга фациально пачек. В одной из них преобладают андезиты, в другой — липариты, в третьей — терригенный материал (конгломераты и песчаники) резко доминирует над вулканическими образованиями. Возможно, что они не только фациально замещают друг друга, но и несколько смещены во времени. При этом пачка пород, в которой преобладают андезиты, является более ранней, а существенно терригенная — наиболее поздней. Общая мощность отложений в пределах рассматриваемой площади 500—1000 м.

Сенон — дат: а) малтынская и улынская свиты — кайнотипные гиперстеновые андезито-базальты, с пластами туфов и конгломератов; мощность достигает 700 м; б) ольская свита — кайнотипные липариты и их туфы, мощность до 800 м; в) первомайская и долинская свиты — аргиллиты, песчаники, конгломераты, прослой каменного угля; общая мощность 80—120 м.

Палеоген: оливиновые базальты, формирующие ограниченные по площади выходы.

Кроме выше перечисленных пород здесь же рассмотрено размещение неогеновых отложений (галечники, пески, илы, мощные линзы бурого угля — озерные и аллювиально-озерные отложения), достигаю-

щих местами мощности свыше 600 м, а также древнечетвертичных галечников и песков, имеющих местами мощность более 200 м. Эти более молодые отложения показаны для того, чтобы можно было восстановить по ним тектоническое положение послеверхнемеловых наложенных впадин, так как очевидно (на примере рассмотрения предыдущих эпох), что их образование должно явиться следствием (как бы завершающей фазой) тектонического развития данной территории в течение позднемеловой и палеогеновой эпох.

Площадь верхнемелового осадконакопления значительно более дифференцирована, чем нижнемеловая. Тектонически активные зоны, опускания по которым служили областью седиментации во время формирования той или иной пачки пород, мигрировали в пределах структур обрамления, то занимая значительно большую площадь, чем нижнемеловые отложения, то предельно сужаясь (рис. 43).

Наиболее ранние отложения верхнего мела, представленные терригенной угленосной толщей, так же, как и ранние осадки нижнего мела, приурочиваются к узко локализованным впадинам, и, подобно последним, не содержат вулканогенных образований. Однако их тектоническая позиция не столь четкая. Так, например, две впадины, расположенные в северо-западной части района, образовались вдоль зоны разломов, ограничивающих опускающиеся во время ранней юры блоки. Следовательно, здесь активизация этого нарушения произошла через довольно длительный промежуток времени. Возможно, что по этому нарушению были какие-нибудь подвижки и позднее, но вещественные доказательства таких процессов отсутствуют. Несколько меньших размеров впадина находится к востоку от них. Она имеет меридиональное простирание, т. е. располагается под некоторым углом к основным морфоструктурам этого участка. Рельефообразующих разломов, совпадающих с ее положением, не установлено. Может быть она имеет другую природу, а возможно и то, что она приурочена к нарушениям более низкого порядка, установить которые на мелкомасштабной карте нельзя. Характерно, что эти впадины залегают среди области сноса, как и сходные образования нижнего мела.

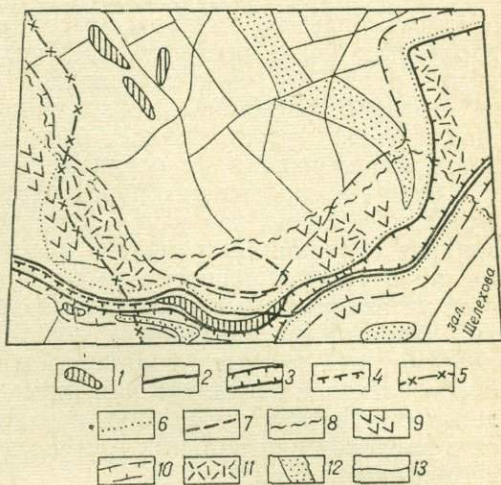


Рис. 43. Схема сопоставления размещения глубинных разломов, выявленных с помощью морфометрии, и ареалов развития вулканогенно-осадочных пород позднего мела в районе Яно-Колымской складчатой области.

1 — впадины, выполненные терригенными угленосными отложениями, относящимися по возрасту к низам сеномана — турону; 2 — разлом, огибающий северную границу ареала развития роговообманковых андезитов сеноман-турона; 3 — разлом, определяющий область опускания во время формирования кислых эффузивов, относящихся к верхам сеноман-туронской толщи; 4 — продолжение линии северного из данных разломов к западу (предполагаемый глубинный разлом); 5 — разлом, по которому произошло предположительное воздымание, в промежутке времени между формированием эффузивных толщ среднего и кислого состава; 6 — границы области опускания при формировании толщ турон-сеноманского возраста, выполненной вулканогенно-осадочными отложениями; 7 — контур наибольшего распространения конгломератовых прослоев, приуроченных к верхам турон-сеноманской толщи; 8 — контур распространения кайнотипных андезитов-базальтов сеноман-дата (область вулканотектонических опусканий); 9 — участки максимальной (до 700 м) мощности последних; 10 — контур ареала распространения кайнотипных дипаритов сеноман-дата (область вулканотектонических опусканий); 11 — участки развития максимальной мощности этих пород; 12 — впадины, выполненные неогеновыми и раннечетвертичными осадками; 13 — границы между блоками тектонического рельефа, соответствующие глубинным разломам, не активизированным в позднемеловую эпоху.

Примечание. Линии, характеризующие тектонические перемещения разного возраста одного и того же глубинного разлома, проведены рядом; истинному положению последнего отвечает линия более раннего разлома

Часть впадин данной эпохи, выполненных в общем осадками того же состава, приурочена к площади осадконакопления этого же возраста. Это впадины, расположенные в южной части района исследования. Их тектоническая позиция существенно иная — они залегают на зонах разлома, перемещения по которым происходили впоследствии, уже в позднемеловую эпоху. Таким образом, здесь прогибание ослабленных зон, приводящее к формированию небольших замкнутых бассейнов осадконакопления, не завершает крупные тектонические подвижки вдоль этих зон, а предвосхищает их. Следовательно, до крупных нарушений вдоль этих зон происходила какая-то серия мелких подвижек, не имеющих регионального значения. Однако интенсивность прогибания на таких участках может быть весьма значительной, так как мощность выполняющих их осадков достигает 500—600 м.

Среди вышележащих пород верхнего мела резко преобладают эффузивы. В общем, как уже упомянуто, их площадь распространения совпадает с площадью развития нижнемелового эффузивного магматизма, но в рассматриваемую эпоху вулканически активные площади занимали значительные площади на крайних западной и восточной частях территории (западная и восточная ветви обрамления). Местами продвинулись к северу границы южной области, по сравнению с площадью тектоно-вулканических опусканий раннемеловой эпохи. На отдельных участках проявления верхнемелового вулканизма наблюдаются в пределах центральных морфоструктур, проникая в них по секущим субмеридиональным зонам.

Наиболее ранними эффузивными образованиями позднемеловой эпохи являются палеотипные андезиты сеноман — турона. Располагаются они вдоль южной границы района, ограничиваясь с севера в западной половине линией разлома 13, в восточной — линией разлома 10, оконтуривая таким образом максимальную площадь развития центральных морфоструктур. Мощность андезитов этого возраста в пределах этой полосы непостоянна. Для тектонической характеристики зоны данного вулкано-тектонического опускания интересно то обстоятельство, что участки развития наибольших мощностей располагаются в виде полос меридионального простиранья. При этом они переходят из одного блока в другой, не меняя направления, чем подчеркивается секущий характер и более поздний возраст заложения данных (субмеридиональных) зон. Однако протяженность этих зон всецело ограничивается шириной общей полосы развития данной свиты андезитов. Учитывая резкое увеличение мощности последних в пределах таких зон, можно прийти к выводу, что во время их формирования магмоподводящими каналами являлись не только (а может быть, не столько) разломы, ограничивающие блоки и имеющие более древнее заложение, но и вновь образованные субмеридиональные тектонические нарушения. Тенденция к возникновению подобных зон обнаружилась уже в конце раннемеловой эпохи, примером чего могут служить Хасынская и Омсукчанская впадины.

Одна из таких меридиональных полос проходит по участку развития интрузивных пород нижнего мела, т. е. является в какой-то мере унаследованной. Вторая полоса представляет собой в тектоническом отношении новообразование.

Совпадение ареала распространения андезитов с контурами определенных блоковых структур длительного развития, отсутствие среди эффузивов мощных прослоев осадочных пород, а также шлейфа терригенных образований вдоль внешнего контура эффузивного поля, позволяют считать, что излияния приурочивались к вулкано-тектоническим опусканиям, которые полностью компенсировались вулканогенным материалом. Если бы компенсация была не полной, то эффузивы в значительной мере перемежались бы терригенными осадками; а если бы

излияние не сопровождалось опусканием, то образованные эффузивами возвышенности (учитывая мощность последних) впоследствии служили бы областями активного размыва и были бы зафиксированы окружающим их выходами шлейфом терригенных пород. Однако ни того, ни другого не наблюдается и, таким образом, можно считать, что излияния приурочивались к вулкано-тектоническим опусканиям.

К толще пород этого же возраста, к ее верхам, относятся лавы и туфы кислого состава — дациты, реже липариты. Ареал их распространения, однако отличается от площади распространения ниже лежащих роговообманковых андезитов (см. рис. 43). В крайней западной части южной морфоструктуры они вообще отсутствуют, далее их выходы совпадают с участками развития ниже лежащих андезитовых пород, южная граница вулкано-тектонического опускания на данном участке уходит за пределы исследуемого района. В восточной половине пространственные соотношения выходов эффузивных пород кислого и основного состава меняются — дацито-липаритовые образования, имея такую же мощность (700—800 м), прилегают с севера к области развития нижней эффузивной толщи, не заходя в ее пределы. Таким образом, вулкано-тектоническое опускание, соответствующее по возрасту времени излияния кислых лав, занимает на этом участке позицию краевого прогиба, образовавшегося вдоль области более раннего погружения. Косвенно это еще раз говорит о полной компенсации этого более древнего вулкано-тектонического грабена эффузивными и отчасти терригенными образованиями, так как иначе дацитовые лавы, изливавшиеся по разлому, ограничивающему упомянутый грабен с севера, устремились бы в его пределы.

Площадь распространения дацитов и липаритов верхов сеноман-туронской толщи также можно отнести к вулкано-тектоническим опусканиям (на основании тех же аргументов, что и для подстилающей их толщи андезитов).

В общем ареал их распространения, так же как и ареал андезитов, образует полосу широтного простираия на юге территории, от ее западной границы до восточной, за исключением крайне западного отрезка. Исходя из особенностей вышеприведенного структурного анализа, нет основания ожидать, что этот участок (площади блоков 40 и 41) не был вовлечен в опускание. Целесообразно предположить, что он был отсечен от этой полосы по какому-то более раннему нарушению, занимающему по относительному возрасту промежуточное положение между ранним и поздним этапами опусканий сеноман-туронского возраста. Предположительно отсутствие дацитов на упомянутом участке было объяснено воздыманием, предшествующим их излиянию. Если воздымание имело место, то это будет означать, что эта блоковая группировка вновь проявила тенденцию к воздыманию, которой она характеризовалась в течение всего раннего и среднего палеозоя (см. рис. 43 и 39). В какой-то своей части разлом, по которому был приподнят участок, соответствующий площади Охотского остаточного массива, совпадает с нарушением, ограничивающим площадь опускания в начале раннего мела.

Опускание приразломной впадины, контролирующей в западной половине площади развития верхнемеловых пород конфигурацию области распространения кислых эффузивов, продолжалось и в турон-сеноманское время. Размеры ее увеличились, так как приуроченные к ней отложения установлены севернее, на крайнем востоке района, а также к северу от прежних очертаний впадины на ее западном окончании (см. рис. 43). В обоих случаях площадь погружения расширилась за счет присоединения к ней участков субмеридионального простираия, что позволяет утверждать, что в эту эпоху были активизированы нарушения этого направления.

Совпадение границ этой впадины с выявленными с помощью морфометрического анализа топографической карты длительно живущими рельефообразующими разломами не позволяет сомневаться в ее тектоническом происхождении. Выполняющие ее отложения в основном представлены песчаниками с прослоями андезитов и их туфов (в нижней части толщи), а также дацитов и липаритов (преимущественно в верхней части). В верхах толщи залегает пачка с прослоями конгломератов.

По резкому преобладанию терригенной составляющей впадину, выполненную отложениями этого возраста, можно отнести к тектоническим опусканиям. Однако в течение периода опускания происходили спорадические вспышки вулканической активности, приведшие к формированию прослоев андезитов в нижних частях разреза, а также дацитов и, отчасти, липаритов в верхней его части. Разобщенность излияний преимущественного развития эффузивов среднего состава и времени преимущественного развития кислого эффузивного магматизма позволяет считать, что данная область опусканий формировалась в достаточно длительный промежуток времени.

В тектоническом развитии области данного опускания можно выделить несколько этапов, на основании пространственного размещения ее отдельных горизонтов. Так, нижние части турон-сенонской осадочно-вулканогенной толщи, отличительной чертой которых является присутствие прослоев андезитов, развиты в основном в восточной части полосы этого опускания (форма впадины на этом этапе ее развития описана выше). После завершения этого этапа опусканий область седиментогенеза увеличилась за счет присоединения к ней нового участка на западной половине района, причем и здесь активизировались секущие рельефообразующие нарушения, так как западное окончание впадины имеет субмеридиональное простирание (см. рис. 43).

По присутствию конгломератов в верхах толщи можно предположить, что в конце турон-сенонского времени происходила некоторая тектоническая перестройка, приведшая к возникновению возвышенности в области сноса, последнее и способствовало огрублению терригенного материала. Из-за недостатка фактических данных (в том числе и по составу галек конгломератов) восстановить области воздымания того времени (вероятно узко локализованные) нельзя. Безусловно, специально поставленные полевые исследования могли бы пролить свет на этот вопрос. Конгломераты приурочены к довольно небольшому участку впадины (см. рис. 43) в центральной части данной тектонической зоны. В северной части этого участка отложения турон-сенонского возраста представлены лишь своей верхней частью, прослои эффузивных пород здесь отсутствуют, из чего следует, что эта часть была присоединена к опускающейся зоне на последних этапах ее формирования, в конце турон-сенонского времени.

Следующим этапом вулканической деятельности, явно оторванным во времени от предыдущего, было образование андезитов и андезито-базальтов, имеющих в настоящее время кайнотипный облик и относимых по возрасту к сенон-дату (ранние образования этого возраста). Ареал распространения этих эффузивных пород значительно больше — в южном направлении они уходят за пределы района исследования, в северной части занимают всю территорию структур обрамления, в их максимальном выражении. В западной половине района они частично даже проникли в пределы центральной морфоструктуры, в ту ее часть, которая находится южнее субширотного разлома глубинного заложения. Последний, таким образом, был тектонически активным в той или иной своей части на всем протяжении времени формирования и развития области верхнемелового эффузивно-осадочного седиментогенеза.

В пределах установленного ареала андезиты и андезито-базальты кайнотипного облика распространены неравномерно и образуют ряд

полос субмеридионального простираения. Неравномерность размещения этих эффузивов нельзя объяснить тем, что они на отдельных участках площади были сдундированы, так как мощность их настолько велика (около 700 м), что трудно допустить их бесследное уничтожение. Выходы этих отложений, где они обладают максимальной мощностью, имеют субмеридиональное простираение. Это еще раз подтверждает, что основными магмоподводящими путями в данное время служили текущие нарушения, поперечные к общему простираению пояса распространения эффузивов среднего и основного состава.

Излияния андезитовых и андезито-базальтовых лав сменяются излияниями кислых вулканических продуктов, представленных в настоящее время кайнотипными липаритами и их туфами. Северные границы ареалов распространения липаритов и подстилающих их андезитов на значительном протяжении совпадают. Однако местами то андезиты, то липариты проникают севернее (относительно друг друга). Южная граница вулканического пояса во время излияния кислых лав заметно переместилась к северу (см. рис. 43), т. е. область активного вулканизма сузилась. Внутри ареала своего распространения липариты, так же как и подстилающие их андезиты и андезито-базальты, в основном локализируются в полосе субмеридионального простираения. Особенно это касается выходов, где липариты имеют наибольшую мощность (до 800 м).

Полосы наибольшей активизации вулканической деятельности располагались в это время следующим образом: в боковых ветвях обрамления, ограниченных субмеридиональными рельефообразующими разломами, они проходили по внутренней границе пояса, вдоль контакта опускающейся области и стабильных центральных морфоструктур. На этих участках они контролировались рельефообразующими разломами. В южной (центральной) части вулканического пояса участки, характеризующиеся наибольшей вулканической активностью, местами располагались независимо от установленных блоковых структур. Более подробно это будет рассмотрено в следующей главе, так как более относится к истории развития магматизма.

Следует, может быть, только отметить постепенное разрастание в северном направлении новообразованных субмеридиональных нарушений, наиболее крупные из которых возникли в среднеюрскую эпоху, подавляющее количество в раннем мелу и часть — в позднемеловое время. Из них в последнюю эпоху формирования тектонического рельефа были подновлены лишь те, которые привели к образованию западной и восточной «ветвей обрамления». Это позволяет расшифровать последние (даже не прибегая к региональным данным, характеризующим геологическую позицию всего района в целом) как наиболее развитые субмеридиональные зоны, являющиеся сателлитами, «ответвлениями», вулканического пояса, не имеющие самостоятельного значения как региональные морфоструктуры. Их особенно интенсивное развитие на этих участках объясняется тем, что здесь новообразованные субмеридиональные зоны нарушений совпали с глубинными рельефообразующими разломами, оконтуривающими длительно живущие центральные морфоструктуры. Таким образом, термин «ветви обрамления» представляется удачным не только формально, в целях облегчения описания, но и по существу происхождения этих зон.

Размещение экструзивных базальтов палеогена (местами с прослоями липаритов) подчинено верхнемеловым структурным формам. Как правило, их выходы приурочены к границам блоков с максимальной мощностью липаритов сенон-дата. Различие их петрохимических характеристик позволяет считать, что это связь чисто пространственная и что базальтовая лава в палеогене использовала для своего выхода на поверхность наиболее молодые разломы (т. е. разломы наиболее позднего подновления, так как заложены они были значительно ра-

нее и расколы фундамента, достигающие более глубоких участков земной коры. На рис. 43 палеогеновые экструзии не показаны, так как на тех участках, где они распространены, рисунок предельно загружен.

Нижнечетвертичные отложения выполняют впадину, образованную опусканием по разлому 6 в последнюю эпоху становления тектонических форм рельефа. Такие же впадины, выполненные неогеновыми и нижнечетвертичными отложениями, расположены у южной окраины площади, в ее западной половине. С большей или меньшей долей уверенности можно предположить, что формирование этих впадин унаследованно связано с развитием верхнемеловых тектонических морфоструктур. Первая из них развивается на продолжении зоны меридиональных нарушений. Две другие развиваются вдоль сенон-датского разлома, ограничивающего область развития кислого вулканизма, проявленного в этот период. Для более западной из них это очевидно, для расположенной восточнее можно предполагать.

На основе реставрации рельефообразующих перемещений мелового и юрского возраста на площади рассматриваемого района Северо-Востока с помощью совокупного изучения блоковых структур и размещения и состава пород этого возраста сделаны следующие выводы.

1. Несомненно, что реставрацию тектонических движений в любую из прошлых геологических эпох можно произвести, не прибегая к такому фактору, как характер блоковых структур фундамента (тогда как только на основе блоковых структур, без геологических данных такая реставрация невозможна). Однако влияние этого фактора на формирование любых геологических структур любой эпохи (начиная с палеозоя во всяком случае) столь велико, что знание основных морфоструктур, наиболее стабильных блоковых группировок, размещения длительно живущих глубинных разломов и общей тенденции их развития очень помогает выяснению характера тектонических перемещений и особенно ареалов осадконакопления. Без использования сети блоковых структур при ограничении таких площадей можно пользоваться только интерполяцией, а с их учетом можно уверенно экстраполировать, что повышает точность палеогеографических и других построений. Особо нужно отметить, что морфометрические и геологические данные не следует противопоставлять друг другу по значению, так как морфометрический анализ лишь инструмент для более глубокого понимания геологического строения.

2. Учитывая блоковые структуры фундамента, можно восстановить не только конфигурацию областей седиментогенеза, но и примерные очертания локальных зон поднятий.

3. Анализируя последовательное изменение контуров зон осадконакопления в течение какой-либо эпохи, можно понять ход формирования морфоструктур этого времени, а изучение нескольких смежных эпох позволяет проследить процесс развития этих структур на протяжении длительного, даже в геологических масштабах, времени.

4. При реконструкции блоковых перемещений юрской и меловой эпох для одного из районов Северо-Востока выявилась одна особенность тектонической позиции узко локализованных впадин, выполненных обычно мощными терригенными толщами, иногда угленосными, иногда с примесью карбонатного или туфогенного материала. Те из них, которые по своей природе относятся к унаследованным, формируются вдоль линий разломов, активизированных в предшествующую геологическую эпоху, при этом они отделяли блоковые группировки с разной направленностью вертикальных перемещений или же площади, перемещающиеся в одном направлении, но с резко различной интенсивностью. Некоторые впадины такого типа располагаются, наоборот, в тех зонах, по которым впоследствии прошли линии разломов, показывая тем самым, что мелкие подвижки предвосхищают крупные перемещения.

Глава 5. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ МАГМАТИЧЕСКИХ ОБРАЗОВАНИЙ В СВЕТЕ РАЗВИТИЯ БЛОКОВЫХ СТРУКТУР

Прежде чем перейти к рассмотрению тектонической позиции магматических образований в свете развития блоковых структур (на примере описанных выше районов), вероятно, нужно сказать хотя бы немного о соотношении блоковых структур и складкообразования. Последний процесс не затрагивается в данной работе не потому, что автор придает ему малое значение или пытается игнорировать его. Геологическая характеристика большинства регионов мира позволяет утверждать, что время проявления интенсивного магматизма обычно сопрягается со временем складкообразования, и соотношение того или иного магматического комплекса с субсинхронной фазой складчатости является одной из его геологических характеристик.

Однако даже в данной главе вопросы складкообразования затронуты не будут — целью работы является рассмотрение связи тех или иных геологических процессов с блоковыми структурами фундамента. А изучение последних (их пространственного размещения, истории развития, характерных особенностей) не дает ключа к пониманию каких-либо сторон этого сложного геологического процесса — складкообразования. Таким образом, я не рассматриваю складчатость потому, что у меня нет данных, позволяющих показать зависимость этого явления от блоковых структур фундамента (равно как и обратной зависимости). Временные соотношения складкообразования и орогенического этапа, в течение которого преобладают вертикальные движения, пространственно прямо связанные с блоковыми структурами фундамента, тем не менее взаимосвязаны и хорошо изучены. Эта закономерность очень четко описана и сформулирована Ю. А. Билибиным [3]. Орогенический этап является завершающим в общем ходе процессов единого тектоно-магматического цикла.

Наряду с этим можно утверждать, что блоковые структуры пространственно не зависят от складчатых. Достаточным доказательством этого является то, что последние свойственны лишь областям с геосинклинальным типом развития, блоковые же присущи любому участку земной коры. Это и позволяет изучать их изолированно в работе такого узкого направления, как данная.

Независимость размещения глубинных разломов от проявлений складкообразования можно подкрепить еще одним примером. Как правило, в складчатых областях проявлена не одна, а несколько фаз складчатости, а некоторым из них свойственна полицикличность развития. Следовательно, более поздние фазы складчатости накладывались на более ранние орогенические этапы. Иными словами, блоковые движения в любом районе, на территории которого была проявлена также и складчатость, происходили как до складкообразования, так и после него.

Здесь следует напомнить одну очень важную для выяснения соотношения складчатых и блоковых структур особенность последних. Пространственное положение длительно живущих глубинных разломов отличается крайним постоянством. Так, например, как показано выше для территории Тургайского прогиба, разломы, по которым происходили опускания, контролирующее размещение площадей осадконакопления в нижнем палеозое, и нарушения, приведшие к формированию субсовременного тектонического рельефа, приурочены к одним и тем же тектоническим линиям. А ведь в промежуток времени между ранним палеозоем и поздним мезозоем и палеогеном (временем становления тектонических форм рельефа) на этой территории было проявлено

несколько фаз складчатости. То же можно сказать относительно площади рассмотренного выше района Северо-Востока.

Таким образом, проявление одной или нескольких фаз складчатости, независимо от их интенсивности, не приводит к смещению линий длительно живущих глубинных разломов, оконтуривающих блоковые структуры фундамента. Может быть конфигурация блоковых структур земной коры и меняется (что вполне вероятно, так как ничто в природе не отличается постоянством), но это происходит вследствие иных причин. На территории рассмотренных нами районов они не изменялись, по крайней мере, от ордовика до последнего этапа формирования тектонического рельефа включительно.

Из этого можно сделать только один вывод — глубинные разломы, являющиеся внешним выражением блоковых структур глубинных зон земной коры, уходят своими корнями значительно глубже, чем нижняя граница зоны, в которой происходит смятие пород в складки, независимо от взгляда на механизм складчатости.

Однако в пределах некоторых регионов складкообразование проявлено с различной степенью интенсивности на отдельных его участках. Например, в Северном Казахстане участки с относительно спокойными углами падения даже протерозойских пород перемежаются (почти окаймляются) участками, сложенными интенсивно дислоцированными отложениями кембрия и ордовика (по данным Н. М. Колпакова). В этом случае между складчатыми структурами и конфигурацией блоков устанавливается прямая связь, так как мощные, сложно дислоцированные эффузивно-осадочные образования кембрия и ордовика приурочивались к узколокализованным зонам интенсивного погружения, ограниченным глубинными разломами. В этом случае характер складчатости зависел от блоковых структур фундамента.

Все это позволяет изучать связи того или иного геологического явления с развитием блоковых структур, не изучая одновременно связи этих же явлений с процессами складкообразования, не отрицая такой связи. Приходится только еще раз повторить, что морфометрический анализ блоковых структур и реконструкция более ранних периодов развития этих же структур (имеется в виду описанный выше опыт) не позволяют сделать какие-либо выводы о процессе складкообразования.

Ниже описываются связи магматических проявлений с развитием блоковых структур, иными словами с вертикальными перемещениями земной коры.

Пространственная связь магматических проявлений с блоковыми структурами для районов развития преимущественно кислого магматизма. Примером такой области может служить тот же район Северо-Востока, являющийся частью классической провинции гранитоидного магматизма.

Магматические породы широко представлены породами кислого и среднего состава, в меньшей степени основного, интрузивными, эффузивными и субвулканическими. Наиболее интенсивно магматизм проявился в поздней юре и в течение меловой эпохи, но часть эффузивных образований имеет ранне-среднеюрский и палеогеновый возраст.

Эффузивные породы юрского возраста приурочены в основном к участкам на границе Колымского массива и Яно-Колымской области, а также развиты на площади Охотско-Чаунского пояса, на юго-востоке исследуемого района.

Массивы гранитоидов, имеющих позднеюрский — раннемеловой возраст, являются частью громадного Яно-Колымского пояса гранитоидов, простирающегося далее на северо-запад на 1000 км [39]. Ранне- и позднемеловые интрузивные массивы размещаются обычно среди полей эффузивных пород этого же возраста.

Ниже рассматриваются пространственные и временные соотношения этих магматических пород с развитием блоковых структур, для различных эпох юрского и мелового периода.

Ранне- и среднеюрская эпохи характеризовались относительно слабой вулканической деятельностью [39]. Интрузивные породы этого возраста на данной территории отсутствуют. Эффузивные образования нижнего лейаса представлены измененными туфами, лавами и агломератами андезитов, залегающими в виде прослоев среди осадочных, главным образом терригенных толщ.

Примесь вулканогенного материала в том или ином количестве практически установлена почти во всех свитах нижней и средней юры, но его распределение неравномерно как по разрезу, так и по площади. Наибольшее количество эффузивных и пирокластических пород приурочено к отложениям нижнего и среднего лейаса. В верхнем лейасе и средней юре формировались только туфогенные породы, уступающая количественно осадочным образованиям.

Лавы андезитов установлены в северо-восточной части большого поля пород этого возраста, расположенного на юго-востоке изучаемой площади (рис. 44).

Ассоциация вулканогенных образований с мощными осадочными толщами позволяет с определенностью предположить, что на данном участке они приурочены к интенсивно опускающимся областям. При этом опускание предварило излияния, так как разрез выходящих впадину пород начинается терригенными отложениями. Опускание, по-видимому, происходило относительно непрерывно, так как в промежутке между периодическими вспышками вулканической активности накапливались терригенные осадки. Если судить по фациальному составу последних, опускание происходило с разной степенью интенсивности: в основании среднего лейаса терригенный материал огрубляется. Повышение тектонической активности сопровождается новой вспышкой вулканической активности — в разрезе вновь появляются туфы и лавы. Та же картина повторяется в верхнем лейасе — в основании толщи лежат песчаные породы, в ее верхней части наблюдаются прослои вулканогенных пород. Но здесь уже присутствуют только туфы, лавы отсутствуют.

Вдоль западной границы этого поля нижнеюрских пород (см. рис. 44) характер отложений и смена вулканогенных и кластических пород та же, что и на вышеописанном участке. Но мощность отложений здесь почти в два раза меньше и одновременно с этим отсутствуют лавовые прослои. Нижнеюрские отложения на этом участке перекрываются мощными (1200—2000 м) карбонатно-терригенными осадками средней юры, лишенными вулканического материала.

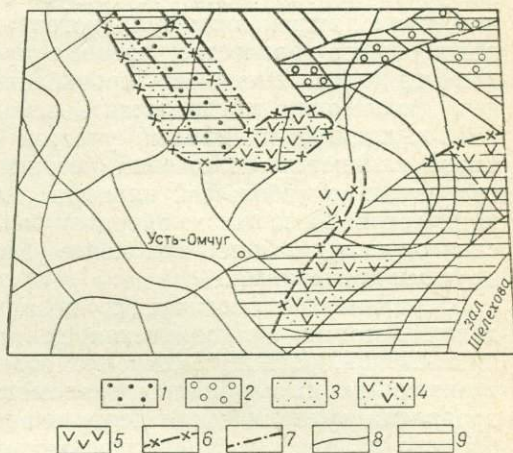


Рис. 44. Схема размещения вулканогенных пород ранней и средней юры в районе Яно-Колымской складчатой области.

1 — участки с незначительным развитием туфогенных пород ранне- и среднеюрского возраста; 2 — участки развития туфогенных пород среднеюрского возраста; 3 — то же, раннеюрского; 4 — участки развития туфов андезитового состава раннего и среднего лейаса; 5 — участки развития туфов и лав андезитов раннего и среднего лейаса; 6 — магмоподводящие каналы, активизированные во время ранней юры; 7 — то же, в течение средней юры; 8 — границы между блоками тектонического рельефа; 9 — области тектонических опусканий

Вытянутый в северо-западном направлении выход ниже- и среднеюрских пород, расположенный к северу от северного субширотного глубинного разлома, имеет сложное строение. Осадкообразование в краевых зонах этого участка началось несколько ранее, чем в его центральной полосе, где отложения представлены песчано-глинистыми сланцами и алевролитами с прослоями туфогенных пород, относящихся по возрасту к позднему лейасу и средней юре.

Как и в пределах выше описанных участков, здесь в составе среднеюрских пород также отсутствует туфогенный материал. Но и в отложениях нижней юры вулканогенные образования находятся в резко подчиненном количестве, лавовые прослои вообще отсутствуют. И это несмотря на интенсивность прогибания и прерывистый характер последнего (что можно предположить исходя из большой мощности отложений, выполняющих данный участок седиментогенеза, и периодической смене глинистых отложений песчанистыми). Видимо, даже на такой сравнительно небольшой площади, как данная, места проявления вулканической активности определялись не только наличием тектонических опусканий, более или менее узко локализованных, но и какими-то другими критериями.

Сравнивая геологическую позицию этого участка с теми, в пределах которых вулканическая деятельность была значительно более интенсивной, разницу можно усмотреть только в характеристике оконтурирующих их глубинных разломов: по границам участков, где была проявлена вулканическая деятельность, пролегают разломы более глубинного заложения, а именно южный субширотный разлом и глубинный разлом, диагональный по отношению к нему, проходящий в северо-восточном направлении — он ограничивал с запада площадь осадконакопления в ранней юре (см. рис. 40, 44). Это подтверждается тем, что на площади впадины, примыкающей с юга к участку с незначительной вулканической активностью, но ограниченной с севера северным субширотным глубинным разломом, широко развиты туфы андезитов, туфогенные песчаники и туффиты. Состав осадочных пород тот же.

О тектонической позиции участков проявления вулканической деятельности в ранней и средней юре можно сделать следующие выводы:

а) вулканическая деятельность приурочивается к опускающимся участкам в том случае, если последние с какой-либо стороны ограничиваются глубинными разломами самого глубинного заложения — это два субширотных разлома и диагонально пересекающий их разлом северо-восточного простирания.

б) опускания носили тектонический характер и вулканическая деятельность сопутствовала тектонической активности;

в) магмоподводящими каналами в эти эпохи служили только разломы наиболее глубинного заложения;

г) состав вулканических образований на всех участках площади был однообразным — это андезитовые лавы и их туфы;

д) хотя данное положение вытекает из пункта «а», его все же следует отметить и в этой формулировке — на стабильных или воздымающихся участках вулканическая деятельность не была проявлена;

е) очертания впадин и магмоподводящих каналов согласуются с расположением глубинных рельефообразующих разломов, установленных с помощью морфометрического анализа по топографической карте. Совпадает даже установленная в обоих случаях масштабность разломов. Это еще раз говорит о том, что по этим нарушениям трассируются границы блоковых структур глубинных участков земной коры.

Позднеюрская эпоха характеризуется интенсивной магматической деятельностью как интрузивной, так и эффузивной. Большое развитие имеют также субвулканические образования. Среди вулканических и субвулканических установлены породы кислого и среднего состава.

Интрузивные образования представлены главным образом гранитами, реже гранодиоритами.

В основании разреза верхнеюрских отложений лежат терригенные, местами карбонатно-терригенные отложения с прослоями туфов и лав андезитов, реже дацитов и липаритов. Их геологический возраст убедительно датируется многочисленной фауной, позволяющей отнести эти отложения к келловее, оксфорд и раннему кимериджу.

В северной части территории района, в пределах центральных морфоструктур, рассматриваемые отложения установлены на трех участках. Западный из них (блок 15 «а», рис. 45) прилегает к рельефообразующему разлому 9. Разрез здесь начинается с мелкозернистых песчаников и алевролитов с прослоями песчано-глинистых сланцев, перекрываемых туфогенными песчаниками (омулевская свита). Выше залегают песчано-глинистые и глинистые сланцы, туфопесчаники и туфы липаритов, сменяющиеся выше туфами андезитов и туфогенными песчаниками (сумунская свита). Мощность отложений 680—800 м. Несколько восточнее (площади блоков 7, 8, 18) отложения этого возраста представлены туфами андезитов, песчано-глинистыми сланцами и песчаниками, подстилаемыми маломощным прослоем мелкогалечных конгломератов (веринская свита), мощность около 450 м. В верхней части толщи на этом участке залегают известковистые алевролиты, песчано-глинистые и глинистые сланцы, линзы конгломератов и каменных углей (лыглыхтахская свита). Южнее (северная часть блока 27) келловей-оксфорд-нижнекимериджские породы представлены (снизу вверх): а) известковистыми конгломератами, мощностью 1,6 м; б) зеленоватосерыми алевролитовыми сланцами и туфогенными песчаниками, мощностью 60—100 м; в) сильно измененными и разложенными туфами и лавами андезитов, мощностью 350—400 м; г) темно-серыми глинистыми и алевролитовыми сланцами, песчаниками, часто косослоистыми с прослоями известняков и мергелей, мощность отложений 600—700 м.

Отложения данного возраста установлены также и на площади морфоструктур обрамления, но здесь среди них отсутствуют вулканогенные образования.

Большая мощность отложений и преобладание осадочных пород позволяют считать, что они приурочены к наиболее пониженным участкам того времени, служившими областями аккумуляции. Эти участки пространственно не совпадают с областями осадконакопления среднеюрской эпохи или же отличаются от них по конфигурации. Следовательно, ограничивающие их опускания произошли уже во время поздней юры. Таким образом, в первой половине позднеюрской эпохи, также как и в средней юре, вулканические проявления приурочены к синхронно опускающимся участкам.

Выше было рассмотрено расположение опускающихся в этот период участков. Было показано, что они приурочены к кольцевидной тектонически активной зоне, отдельные участки которой погружались (те, на которых в осадочных толщах содержатся лавовые или туфовые прослои), а некоторые, по-видимому, в это же время воздымались. В центре этой кольцевой зоны располагался более или менее стабильный участок, пространственно совпадающий с Балагычанским поднятием.

По отношению к блоковым структурам эта тектонически активная зона занимает такую позицию: ее юго-западная, южная и северо-восточная стороны обрамляют морфоструктуру восточного «полуовала», оконтуренного рельефообразующим разломом 9. Поэтому даже в том случае, если эффузивные образования были сформированы на участке, чаще развивающемся совместно со структурами обрамления, генетически их образование связано с разломами, уходящими на северо-запад, за пределы района исследования. Северная сторона тектонически ак-

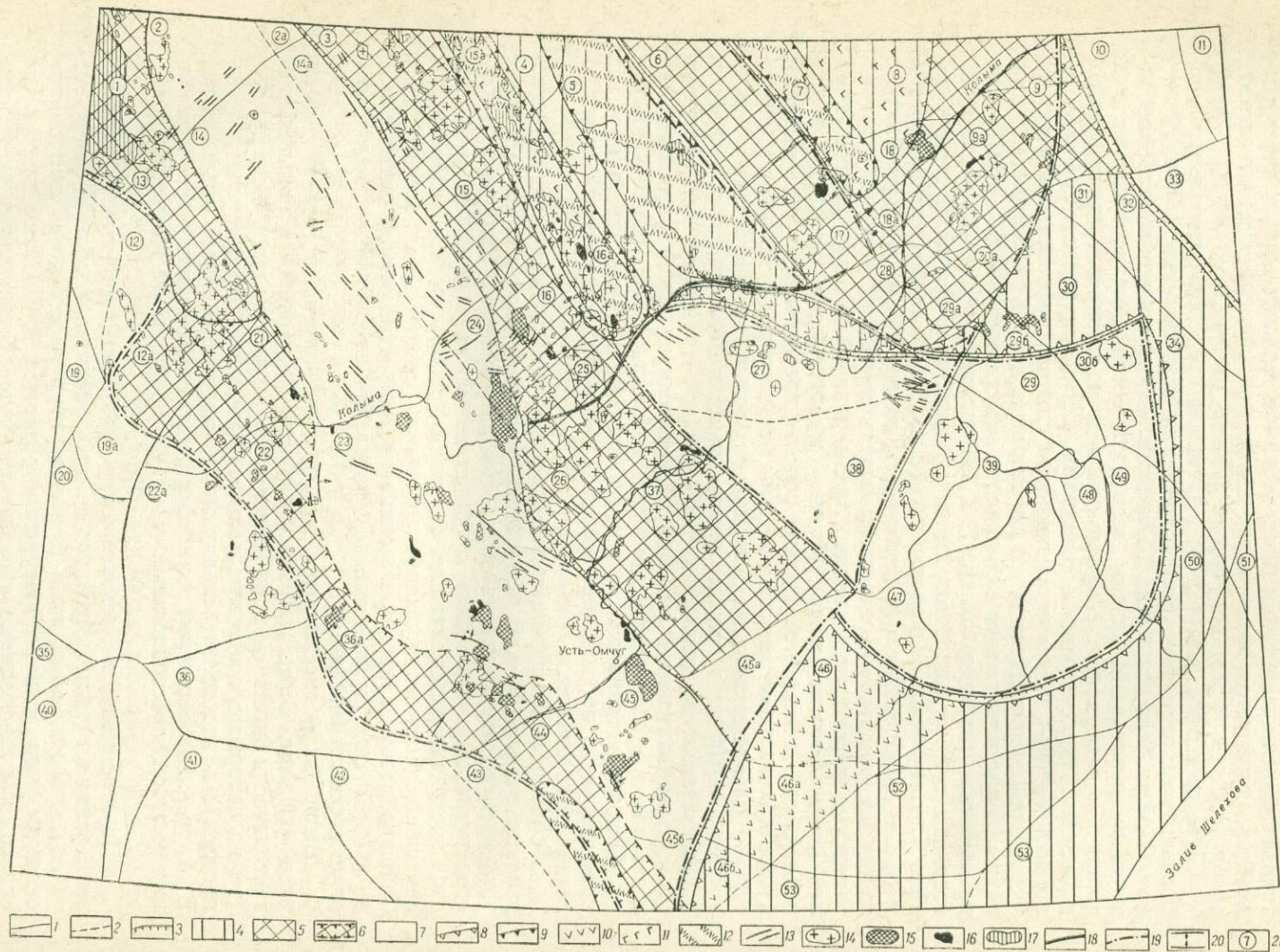


Рис. 45. Палеомагматическая карта поздней юры в районе Яно-Кольмской складчатой области.

1 — границы блоков тектонического рельефа; 2 — то же, предполагаемые; 3 — граниты аралов развития осадочных, вулканических и интрузивных пород келловей-оксфорд-раннекимериджского возраста; 4 — участки, преимущественно опускавшиеся в келловей-оксфорд-раннекимериджское время; 5 — участки, преимущественно воздымавшиеся в это время; 6 — то же, предполагаемые; 7 — области, не подвергавшиеся крупным вертикальным перемещениям; 8 — граница развития пород позднего киммериджа и верхнеюрского яруса (участки тектонических опусканий); 9 — граница ареала распространения лаваритов верхов поздней юры — низов раннего мела; 10 — участки проявления туфов и лав андезитов и дацитов (кимеридж); 11 — участки проявления туфов и кварцево-альбитовых порфиров; 12 — участки проявления лаваритов верхов юры — низов раннего мела; 13 — поперечные разломы наиболее глубокого заложения; 14 — границы; 15 — градоюрский; 16 — диориты; 17 — субвулканические породы; 18 — поперечные разломы, возникшие в результате бокового сжатия с развитием поперечных разломов небольшого протяжения (образованных вследствие сжатия); 21 — номера блоков тектонического рельефа

тивной зоны приурочена к секущему центральные морфоструктуры северному субширотному шву и обязана, по-видимому, локальным перемещениям вдоль этого глубинного разлома. Подвижность этого участка является унаследованной, так как здесь происходили глубокие погружения в течение ранне- и среднеюрской эпох. Таким образом, расположение этой основной структуры первой половины поздней юры также ограничивается разломами, игравшими роль рельефообразующих при последней тектонической перестройке рельефа.

На юге, юго-востоке и севере активной зоны преимущественное развитие имеют опускающиеся участки. К участкам воздымания, вклинившимся между ними, приурочены массивы гранитоидов. Последние образуют крупные поля в пределах блоков 17 и 9 «а». Однотипные им массивы гранитоидов располагаются в западном борту тектонической зоны. Участок их развития здесь очень точно ограничен восточной ветвью разлома 10 и разломом 9 (см. рис. 13, 53). Этот пояс гранитоидов уходит на северо-запад за пределы района более чем на 1000 км.

Эффузивные породы из основания келловей-оксфорд-нижекимериджской толщи имеют абсолютный возраст около 160 млн. лет. Этот же возраст характерен для наиболее ранних из так называемых батолитических интрузивов [54].

Для многих изученных здесь детально гранитных массивов установлена многофазность внедрения. Так, В. А. Серебряков [39] считает, что для массива Чьорго возраст отдельных фациальных разновидностей колеблется от 130 до 162 млн. лет, а для Оханджинского — от 125 до 154 млн. лет. Таким образом, формирование гранитных массивов происходило в течение длительного времени, примерно в тот же период, к которому были приурочены вспышки вулканической активности.

Ни в одном из блоков (очерченных, независимо от проявлений магматизма этой эпохи, по структурным формам современного рельефа) батолитоподобные гранитоидные массивы и вулканогенные породы келловей-оксфорд-кимериджской толщи не располагаются совместно. Тектоническая позиция вулканических и интрузивных образований этих веков различна — первые четко приурочиваются только к опускающимся блокам, вторые к воздымающимся. Небольшие массивы гранитов этого возраста установлены также на отдельных участках краевых зон Балагычанского поднятия. Таким образом, связь направленности вертикальных тектонических перемещений с характером магматических проявлений (их принадлежность к эффузивным или интрузивным) для этого района и для данного отрезка геологической истории установлена довольно отчетливо. Но что является предопределяющим — неясно. С одной стороны, на примере изучения тектонической позиции вулканических пород ранне- и среднеюрского возраста можно думать, что интенсивное тектоническое опускание вблизи зоны глубинных разломов, достигающих глубины заложения магматических очагов, провоцирует вулканические излияния. С другой стороны, несмотря на

то что среди эффузивных и интрузивных пород можно выделить химические аналоги, все же последние обладают какими-то своими особенностями, например большим количеством летучих компонентов, и вряд ли принадлежность магматических пород к интрузивным определяется только по глубине их становления. Возможно, что причиной воздымавшихся явились инъекции гранитной магнезы. На основании только морфометрических и палеогеоморфологических данных к решению этого вопроса подходить нельзя. Но и сама разница тектонической позиции является достаточно интересным фактом.

Происходили ли внедрения строго одновременно или чередовались с какой-то последовательностью, нельзя решить, не имея достаточного количества анализов эффузивных и интрузивных пород, а также точно привязанных определений абсолютного возраста.

Помимо выделенной выше тектонически активной зоны на палеомагматической карте околтурен еще один воздымающийся участок — вдоль западной ветви разлома 10, на западе территории — по наличию гранитных массивов этого возраста. Других доказательств, кроме указанной аналогии, нет.

В эпоху магматической деятельности формировались и субвулканические интрузии. По тектонической позиции субвулканические породы этого возраста примыкают к условиям становления гранитоидных интрузивных пород, т. е. как и они приурочены к воздымающимся блокам. Они залегают даже в общих блоках, например, на площади блоков 3 и 15 вблизи гранитоидных массивов располагаются массивы субвулканических кварцевых диоритов, а на территории блока 13 к гранитному массиву с севера примыкают выходы субвулканических дацитов.

Блок тектонического рельефа на карте масштаба 1 : 1 000 000 отвечает небольшому участку земной коры, нераздельному по условиям тектонического развития. Такие участки (блоки) должны были испытывать единые погружения, общие поднятия, и т. д. Следовательно, нет оснований считать, что те их части, которые сложены гранитоидными породами, подверглись после образования магматических пород более интенсивным воздыманиям, чем те участки, где выходят субвулканические образования. Во всяком случае о километровых различиях глубины становления говорить решительно нельзя. Видимо все же главной причиной отличия собственно интрузивных пород от их субвулканических фаций является не уровень формирования, а какие-то особенности магматического расплава, из которого они были образованы. Да это собственно подтверждается и геологическими данными. Почти все исследователи этой области считают, что формирование массивов происходило на незначительной глубине. Об этом же говорит и форма массивов. В. А. Серебряков [39] пишет, что комплекс геологических и геофизических исследований, проведенных им совместно с В. А. Кирилловым и Ф. Г. Заветдиновым, позволил установить, что Оханджинский и Буркандинский массивы, расстояние между которыми составляет 10 км, на глубине соединяются друг с другом. Он указывает, что к аналогичному выводу в отношении массивов Тирехтяхского, Хатыннахского и Маяк пришел Е. М. Касстальский. Таким образом, и по форме массива интрузивные и субвулканические образования принципиально не отличаются.

Помимо интрузивных, субвулканических и эффузивных образований магматические породы этого возраста широко представлены комплексом даек различного состава и возраста. Часть из них несомненно относится к келловей-оксфорд-раннекемериджскому времени. Большая часть жильных пород имеет более молодой возраст. Упомянутые выше позднеюрские дайки приурочиваются к тем же блокам, что и интрузивные породы этого возраста, но преимущественное развитие жильные образования имеют на территории блоков, расположенных между двумя

линейно вытянутыми группировками воздымавшихся «гранитоидных» блоков (13, 21, 22, 36 — с запада и 3, 15, 16, 2, 26, 37 — с востока). К этой же полосе приурочена главная масса интрузивов, образовавшихся в конце поздней юры, начале мела. О тектонической позиции слагающих ее блоков будет упомянуто ниже.

Таким образом, формирование магматических пород рассматриваемого периода времени характеризуется следующими особенностями: а) размещение областей развития магматических пород контролировалось блоковыми структурами; б) как для интрузивов, так и для эффузивов характерно площадное развитие; в) магматическая активность приурочивалась к блокам, характеризующимся тектонической активностью — интрузивная к воздымающимся, эффузивная к опускающимся; субвулканические породы и часть жильных формировались на территории тех же блоков, что и интрузивные массивы, т. е. тектоническая позиция становления субвулканических образований принципиально не отличается от таковой для интрузивных, и вероятно, что они формировались на близких гипсометрических уровнях; г) эффузивная и интрузивная деятельность спорадически проявлялась в течение всего рассматриваемого времени; д) магмоподводящими каналами в эту эпоху служили не только разломы наиболее глубинного заложения (два субширотных и один диагональный) как в ранней и средней юре, но и глубинные структурные швы (последние характеризовались даже большей степенью активности); положение диагонального разлома по сравнению с плиоценом было несколько иное — его северная часть проходила восточнее.

Верхний кимеридж — нижневолжский ярус представлен уже в основном континентальными отложениями — крупнозернистыми глинистыми песчаниками, содержащими линзы каменных углей. Этот период логически завершает предыдущий — начавшаяся частично инверсия достигает кульминационного пункта, и весь регион переходит от морских к континентальным условиям осадконакопления. На общем фоне происшедшего воздымания продолжается локальное опускание тех же блоков, которые опускались начиная с келловеев. В связи с тем что в это время в областях сноса существовали возвышенности (приподнятые ранее «гранитоидные» блоки), в осадках этого возраста преобладает грубокластический материал и даже конгломераты. Отдельные участки площади седиментогенеза оказались изолированными (на этих местах выявлены угленосные озерные отложения). Возможно, что прогибание в этот период было даже несколько меньшим, чем мощность осадков этого возраста, так как последние могли частично компенсировать опускания предыдущего времени. Эффузивные и интрузивные породы данного возраста не установлены. Именно первое и позволяет считать, что интенсивных опусканий в течение рассматриваемого века не было.

К верхневолжскому веку — низам раннего мела в рассматриваемом районе относятся липариты и небольшие массивы гранитоидов, более или менее рассеянные по всей площади, но основная их масса приурочена к блокам, «зажатым» между двумя линейно вытянутыми полосами «гранитоидных» блоков, вмещающих интрузивы позднеюрского возраста.

Вулканогенные породы этого возраста выходят на севере района исследования, где они приурочиваются к площади центральных морфоструктур, образуя линейно вытянутые полосы, согласные с простиранием линий глубинных разломов и расположенные вблизи последних. Представлены они липаритами и их туфами, достигающими 300—400 м мощности. Они относятся к верхам серганской свиты, нижняя часть которой состоит из песчано-глинистых сланцев, конгломератов и аркозовых песчаников с фауной позднекимериджского и ранневолжского ярусов. Следовательно, в данном случае как и в предыдущих, излияния

приурочиваются к областям тектонических опусканий. Причем на последних этапах погружения излияния были настолько интенсивными, что полностью компенсировали этот процесс, о чем можно судить по тому, что липариты практически лишены прослоев осадочных пород.

Толща липаритов этого возраста установлена на территории блока 5 (см. рис. 45), где она подстилается грубозернистыми полимиктовыми и туфогенными песчаниками с прослоями измененных туфов порфиритов, известковистых песчаников с фауной и флорой, относимых к средней и нижней частям верхневолжского яруса. На площади этого же блока выходят интрузивные породы, небольшие массивы которых прилегают к его западной границе. Участки развития гранитоидных пород верхней юры и липаритов, формирование которых произошло на границе (не понимая под этим узкого промежутка времени) поздней юры и раннего мела, четко разграничены. Из этого можно вывести заключение, что последующие опускания не распространились на площадь воздымавшихся «гранитоидных» блоков. Разграничивающая эти участки линия глубинного разлома, которая по всей вероятности неоднократно служила магмоподводящим каналом (во время формирования интрузивов верхней юры и липаритов верхней юры — нижнего мела), не подновлялась на последнем этапе рельефообразования и морфометрическим методом не уловлена.

Кроме этого липариты данного возраста установлены только у южной границы исследованного района, на границе блоков 43 и 44 (см. рис. 45). Здесь эта толща занимает несколько иную позицию, нежели ее вышеописанные выходы — она не ограничивается линиями глубинных разломов, а непосредственно залегает на нем, распространяясь в виде узколокализованной полосы по обе стороны от линии нарушения. Этот выход не подстилается сопряженными во времени осадочными породами. Можно предположить, с большей или меньшей долей вероятности, что здесь излияние не сопровождало тектоническое опускание — иначе вулканогенная толща распространялась бы лишь по одну сторону от магмоподводящего разлома, а именно на площадь опускающегося блока.

Таким образом, в рассматриваемый период времени излияния по своей тектонической позиции относились к двум типам: а) трещинные, приуроченные к разломам, оконтуривающим какую-то площадь, испытывающую в этот период погружение (трещинно-площадные излияния?) и б) собственно трещинные, не связанные с вертикальными перемещениями.

Пожалуй, даже позиция тех выходов, которые сопряжены с опусканиями, несколько отличается от тектонических условий формирования более ранних эффузивных толщ. Те опускания не были сопряжены какими-то взаимоотношениями с окружающей обстановкой. Липариты же развиваются только на тех опускающихся участках, которые граничили с блоками, испытывавшими до этого (в келловей-оксфорд-раннекемериджское время) воздымания. Является ли это какой-то закономерностью или случайным совпадением, на основе таких немногочисленных данных судить трудно. Но можно предположить, что вулканы этого возраста располагались на стыке блоков, испытывавших в течение относительно короткого времени, разнонаправленные вертикальные движения.

Такую же структурную позицию занимают гранитоидные массивы в блоках 39, 306 и 296 — они также локализуются у зон разломов или расколов, возникших в результате дифференциации глыбовых перемещений. Все эти массивы в общем трассируются вдоль линии диагонального глубинного разлома (который являлся магмоподводящим еще в раннеюрскую эпоху). Контрастные перемещения вдоль этого разлома зафиксированы между блоками 45 и 46 в южной части и блоками 30а

и 30 в северной. Однако между блоками 38 и 39 такая зависимость не установлена.

Но в общем позиция магмоподводящих каналов этой эпохи довольно отчетлива — это линии разломов, образовавшихся вдоль контактов разноживущих тектонических единиц (стабильных, воздымающихся, опускающихся). Это присуще как участкам развития липаритов и их туфам, так и участкам распространения гранитоидных массивов. Но между условиями их образования существует и значительная разница: липариты размещаются со стороны опускающегося бока (за исключением описанного выше выхода их у южной границы района, где их тектоническая позиция иная), гранитоиды — со стороны неподвижного (?) или воздымающегося.

Весьма сложна для выявления структурная позиция небольших гранитных массивов в пределах блоков 2, 14, 21, 22, 36, 24 и 45. Здесь они не образуют крупных полей, не локализируются вблизи явных крупных разломов глубинного заложения, а представлены небольшими достаточно широко разбросанными выходами, иногда образующими цепочки, поперечные по отношению к основным структурным элементам. Следовательно, во всяком случае в верхнем структурном ярусе, их размещение контролировалось поперечными, небольшой протяженности расколами. Спецификой положения этих блоков является то, что они расположены между двумя зонами, испытавшими до этого интенсивное поднятие. При этом степень консолидации этих ограничивающих зон была значительно более высокой, чем у «зажатого» между ними пространства, так как большая часть их поверхности сложена гранитоидными породами.

В. Т. Матвеевко и Е. Т. Шаталов [25], указывая на приуроченность части массивов колымского комплекса к поперечным разрывам, считают, что их образование связано с существованием Колымского срединного массива, сыгравшего роль жесткого упора. Анализ блоковых структур подтверждает правильность этого предположения, но несколько уточняет его: жесткими упорами, по всей вероятности, являлись ранее консолидированные «гранитоидные» блоки.

Выше было сказано, что воздымание блоков, составляющих западную полосу выходов гранитоидов позднеюрского возраста, аргументируется аналогией с позицией таких же массивов на других участках площади исследования. Однако существуют косвенные признаки этого воздымания. При проведении морфометрического анализа блок 22, входящий в эту полосу, был классифицирован как реликт древней возвышенности, не уничтоженной процессами денудации, происходившими в позднемезозойское и третичное время. Следовательно, вероятность воздымания этой полосы в келловей-оксфорд-раннекемериджское время весьма высокая — она подтверждается аналогией залегания батолитических интрузивов, наличием на этом участке реликтовой возвышенности и делает понятной позиции интрузивных массивов, приуроченных к секущим нарушениям.

В этих же блоках, где сосредоточены гранитоиды позднеюрского раннемелового возраста, локализируются многочисленные поля даек. Последние образуют отдельные зоны, часть которых занимает секущее положение к основным структурам площади, а часть простирается согласно с последними.

Заканчивая описание структурно-тектонических условий формирования магматических образований позднеюрской эпохи, установленных на основе развития блоковых структур, нужно также остановиться на роли северного субширотного разлома. Помимо того, что вдоль него была образована во время ранней и средней юры глубокая впадина и он неоднократно играл роль магмоподводящего канала, он являлся своего рода барьером, ограничивающим распространение тех или

иных образований или их форм, не считая тех случаев, когда он ограничивал тот или иной ареал (что присуще всем глубинным разломам). Здесь, правда, может быть, не достаточно четко, выявляется роль этого разлома как какого-то жесткого упора: подходя к нему, меняют простираение поля даек (блоки 14, 23, 24, 25 — см. рис. 45); пересекая его, изменяют направление удлиненные оси гранитоидных массивов (блок 25), по разные стороны от него наблюдается различная степень насыщенности территории магматическими образованиями.

Суммируя все эти данные, можно проследить эволюцию структурно-тектонических условий формирования магматических образований, которую они претерпели в течение юрского периода. Вначале (ранняя и средняя юра) была проявлена лишь вулканическая деятельность, приуроченная к площади тектонических опусканий. Во время ранней юры эффузивная деятельность отличалась меньшей интенсивностью, чем в последующие эпохи этого периода. Магмоподводящими являлись разломы, характеризующиеся наибольшей глубиной заложения (два субширотных и один диагональный) и ограничивающие площади опусканий. Туфогенные образования этого возраста и более редкие лавовые прослои локализовались в непосредственной близости от этих разломов. Таким образом, излияния в эту эпоху носили трещинный характер. Трещины относились к краевым разломам, оконтуривающим опускающиеся участки.

Во время средней юры вулканическая деятельность была проявлена более широко. Магмоподводящими в эту эпоху были и другие глубинные разломы, ограничивающие области опусканий. Вулканогенные образования этого возраста более широко распространены на площади таких блоков. Таким образом, излияния относились к трещинным, но распространение их продуктов носило площадной характер. Условно, не претендуя на точность термина, которому в дальнейшем может быть найдена удачная замена, структурно-тектонические условия излияния можно охарактеризовать как трещинно-площадные. Очень грубо можно провести параллель с механизмом вдавливания какого-то обособившегося участка твердой покрывки в жидкий слой — последняя по трещинам, ограничивающим вдавливаемый участок, будет проникать на поверхность и разливаться только по площади именно этого участка, в связи с его наиболее низким гипсометрическим положением.

В первой половине поздней юры характер структурно-тектонической позиции формирования вулканогенных пород оставался тем же, только приобрел более четкое выражение. Но одновременно с вулканической деятельностью, частично в той же тектонической зоне, частично в другой, расположенной западнее, была проявлена, причем весьма интенсивно, интрузивная деятельность. Последняя сопровождалась воздыманием. В отношении интрузивных образований трудно говорить о магмоподводящих каналах как о каких-то, пускай как угодно широких, но все же трещинах. Это скорее зоны, строго ограниченные определенными глубинными разломами.

Завершающий период поздней юры и начало раннего мела знаменуются возникновением новых условий формирования трещинно-площадных излияний. В это время происходили собственно трещинные излияния, когда поступающий вулканический материал распространяется вдоль разлома, по обе его стороны, что не позволяет считать, что какая-то сторона разлома испытывала опускание. Иная позиция и у интрузивных образований этого возраста — они приурочиваются к трещинам, возникшим, вероятно в условиях сильного сжатия.

Есть еще одна существенная разница в геологической позиции позднеюрских и раннемеловых гранитоидов. Первые не распространяются к юго-востоку от линии диагонального глубинного

разлома и развиты только на тех участках, где мощности доюрских пород не менее 13 тыс. м. Для вторых упомянутый разлом не ограничивает площадь распространения. Мощности доюрских пород на участках их развития колеблются от 10 тыс. м до 13 тыс. м в среднем. Но эти различия следует объяснять уже не с точки зрения блоковых структур данного района, а с региональных геологических позиций — особенностей формирования морфоструктур более крупного порядка.

Заканчивая характеристику юрских магматических проявлений, следует упомянуть еще один частный факт. Блоки 6 и 17 занимали в первую половину поздней юры сходную структурно-тектоническую позицию — оба, по всей вероятности, воздымались, так как располагались в пределах тектонически активного пояса, а эффузивные образования этого возраста на их площади отсутствуют. Однако на площади блока 17 есть интрузивные массивы, а на площади блока 6 их нет. Если обратиться к главе 4, то оказывается, что на линии разграничивающего их разлома располагается наложенная впадина, выполненная осадками валанжина. А последние, как было показано в той же главе, формируются обычно вдоль границы блоков, испытавших разнонаправленные вертикальные перемещения. Следовательно, здесь мы в какой-то мере вправе предположить, что эти блоки воздымались с различной интенсивностью. Это положение косвенно подтверждается тем, что блок 17 («гранитоидный» блок) при проведении морфоструктурного анализа был определен, благодаря своему аномально высокому гипсометрическому уровню, как древняя реликтовая возвышенность.

По топографической карте было выявлено три таких реликтовых возвышенности — это блоки 22, 17 и 26. О первых двух уже говорилось выше. Но и блок 26 является участком, практически почти сплошь сложенным гранитоидами. Случайное совпадение, повторенное три раза, уже является в какой-то мере закономерностью, еще раз подтверждающей сопряженность становления гранитоидных интрузивов поздней юры с воздыманиями и прямую зависимость между интенсивностью этих явлений.

Раннемеловая эпоха характеризуется приуроченностью магматических проявлений к морфоструктурам обрамления, в противоположность юрской, когда интрузивная и вулканическая деятельность были связаны исключительно с развитием центральных морфоструктур. Но тектоническая активность в эту эпоху, по-видимому, имела более широкое развитие, не ограничиваясь морфоструктурами обрамления.

Первым проявлением тектонической активности в раннем мелу, точнее в валанжине, было образование впадин на участках стыка блоков, испытавших контрастные движения в предыдущие эпохи, т. е. прогибание вдоль линий наиболее ослабленных зон.

Обособленное развитие морфоструктур обрамления (которые в течение большей части палеозоя относились к области сноса, о чем говорит малая мощность или отсутствие пород этого возраста на этой площади) началось в апте, с вулкано-тектонического опускания южной части обрамления. Тенденция этой области к опусканию возникла, судя по мощным отложениям перми и триаса, около 200 млн. лет назад. Она устойчиво сохранялась примерно в течение 100 млн. лет, а затем на протяжении юрского периода площадь являлась областью сноса, и опускание испытывали только отдельные ее участки. Таким образом тенденция к опусканию унаследована от пермского и триасового периодов, однако в то время этот пояс не был обособлен от остальной части района. Следовательно, морфоструктура этого пояса вначале была обособлена как структура преимущественного воздымания, затем утратила самостоятельность и погрузилась как неотъемлемая часть всего района в целом. И, наконец, в апте вновь обособилась как самостоя-

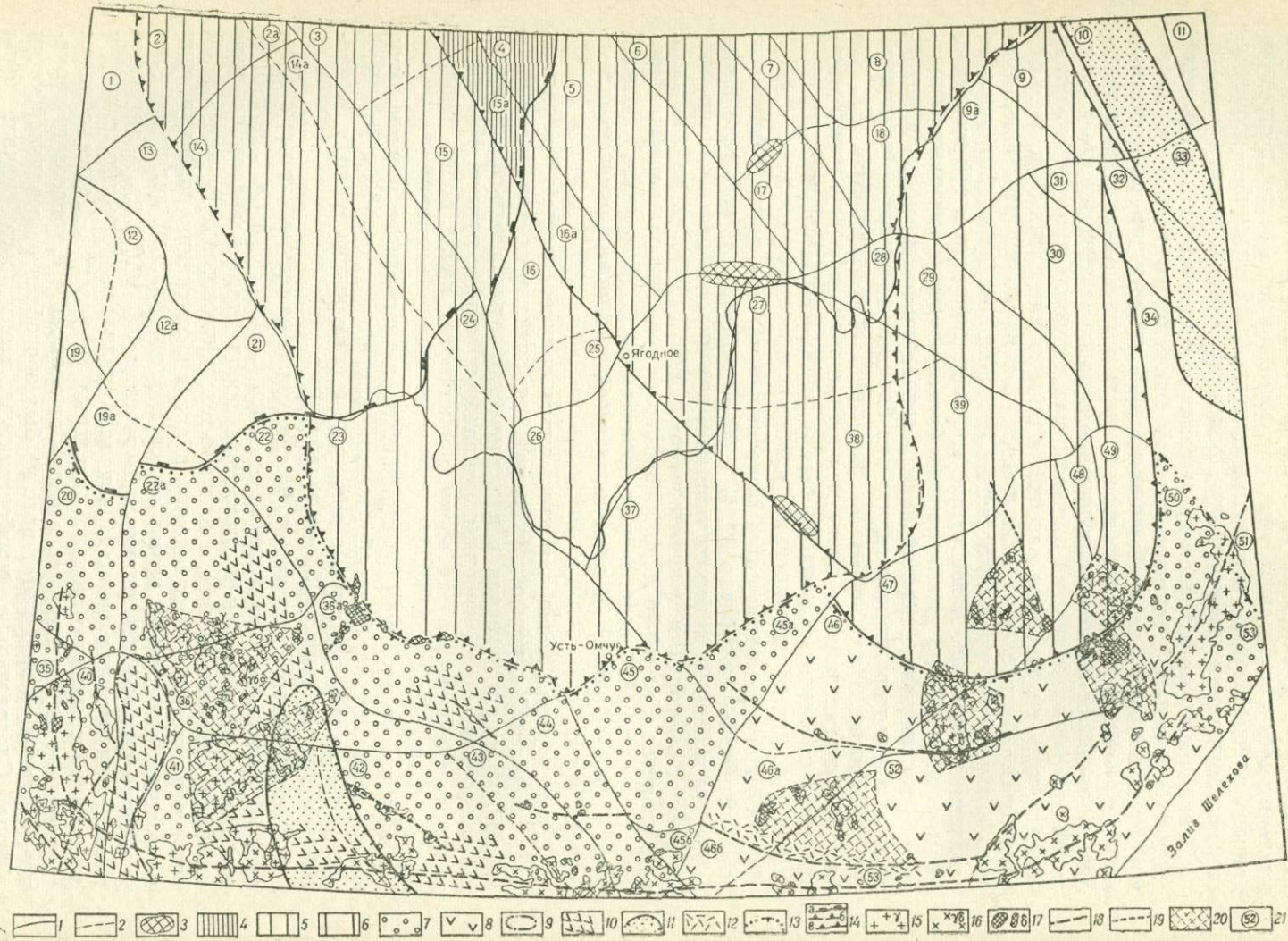


Рис. 46. Палеомагматическая карта раннего мела района Яно-Колымской складчатой области.

1 — границы блоков тектонического рельефа; 2 — то же, предполагаемые; 3 — участки развития терригенно-карбонатных отложений валанжина (унаследованные впадины); 4—6 — области воздымания (4 — интенсивного, 5 — средней интенсивности, 6 — минимального); 7 — область вулканогенных отложений (средняя мощность андезитовой толщи анитского возраста 200—300 м); 8 — то же, но мощность андезитовой толщи достигает 700 м; 9 — вулканогенно-тектоническая впадина, где мощность андезитов достигает 2000 м; 10 — участки с максимальной мощностью андезитов апта (верхи альфа — низы сеномана); 11 — тектонические впадины, выполняющие континентальными терригенными отложениями с примесью туфогенной материи (верхи альфа — низы сеномана); 12 — участки выходов трахипаритов, залегающих в верхах раннемеловой толщи (верхи альфа — низы сеномана); 13 — контур ареала распространения терригенно-вулканогенных пород (область тектонических и вулканогенных опусканий); 14 — границы областей воздыманий, происшедших во второй половине нижнего мела (а — позднего, б — среднего, в — раннего); 15 — гра- ниты; 16 — гранодиориты; 17 — диориты; 18 — простирание зоны разломов, в пределах которой расположены магмоподводящие каналы; 19 — то же, предполагаемые; 20 — поля развития интрузивных пород, в пределах которых трудно определить простирание магмоподводящих разломов; 21 — номера тектонического рельефа

тельная морфоструктура, для которой наиболее характерным являлось погружение. Подобный ход развития был установлен и для Тургайского прогиба, хотя время развития этих структур и их принципиальный характер различны.

К характеристике размещения нижнемеловых отложений нужно добавить, что к области накопления терригенно-вулканогенных образований нижнего мела не были присоединены те блоки, в пределах которых хоть и отсутствуют отложения нижнего и среднего палеозоя, но общая мощность пермских и триасовых пород превышает 8 тыс. м.

Вулканогенные образования апта представлены двумя мощными горизонтами эффузивных пород преимущественно андезитового состава, разделенных пачкой терригенно-вулканогенных отложений, — это черные глинистые сланцы и туфы кислого и среднего состава, местами алевролитовые песчаники, туфогенные и углистые сланцы. Местами эта пачка пород отсутствует, а местами достигает 300 м мощности.

В состав нижнего вулканогенного горизонта входят андезиты, андезито-базальты, местами андезитовые порфириты миндалекаменные и их туфы. Верхний горизонт представлен андезито-базальтами, андезитовыми порфиритами и их туфами. Нижний горизонт более мощный. Но вообще мощность отложений, выполняющих область аптских тектоно-вулканических опусканий, крайне неравномерна и характеризуется не постепенным ее изменением, а резкими скачками. Так, например, в пределах блока 45 (рис. 46) андезиты апта представлены разрозненными небольшими выходами малой мощности, а в пределах соседнего 46 блока имеют мощность около 700 м. На границе блоков 40 и 41 мощность их достигает 2000 м. Большие мощности андезитов установлены также по восточной окраине блоков 22а, 36а и 36. Следовательно опускание на различных участках этой полосы происходило с различной скоростью и интенсивностью. При этом вероятнее всего, что процесс опускания был не равномерным и непрерывным, а развивался скачкообразно. Возможно даже, что погружение отдельных участков происходило не всегда синхронно. Фактом, на основании которого можно судить об этом, является не только неравномерная мощность, но и то обстоятельство, что андезитовая толща на некоторых участках разделена свитой глинистых и туфогенных сланцев на два горизонта, а местами эта промежуточная пачка пород отсутствует.

Образование цепочек выходов андезитовых пород по северной окраине опускающейся зоны подчеркивают два обстоятельства: во-первых, то, что опускание носило вулканогенно-тектонический характер, а во-вторых то, что разломы, огибающие эту область, играли роль магмоподводящих каналов. Внутри области опускания наибольшие мощности вулканических пород, по размещению которых можно судить о наличии и расположении магмоподводящих путей, приурочиваются к границам блоков, имеющих различную мощность осадочного покрова (см. рис. 42 и 39). Следовательно, и в пределах

самой области опускания (вулканической области) магмоподводящие каналы совмещались с глубинными разломами, ограничивающими территории блоков.

Все это говорит о том, что опускание, сопровождаемое излияниями преимущественно андезитов, происходило не одновременно, а спорадически и с различной интенсивностью в пределах отдельных опускающихся блоков (излияния по условиям развития структурно-тектонической обстановки относятся к трещинно-площадным — эффузивные образования широко развиты на площади отдельных блоков).

В верхах апта и в альбе тектонические перемещения продолжают — происходят воздымания центральных морфоструктур и продолжается неравномерное опускание отдельных участков структур обрамления. Об этом уже сказано подробнее в главе 4, при описании методики реконструкции блоковых перемещений для древних этапов рельефообразования. Опускания этого периода уже не носили вулканотектонического характера и бассейны седиментогенеза этого возраста выполнены терригенными породами с незначительной примесью вулканогенного, главным образом туфогенного материала.

Завершающими образованиями раннемелового эффузивного магматизма являются трахилипариты верхов альба — начала сеномана, выходящие на поверхность на площади блока 46 и в западной части блока 52. Приурочиваются они к линии глубинного разлома, выявленного ранее при анализе морфоструктур на топографической карте. Как активный магмоподводящий канал этот разлом начинает функционировать только в это время, хотя в ранней юре туфы андезитового состава не распространялись южнее этого разлома. Излияния трахилипаритов по структурно-тектоническим условиям являются трещинными, но роль трещин, как и при формировании одного из выходов липаритов поздней юры — начала раннего мела, играли рельефообразующие глубинные разломы.

Здесь уже намечается существенное различие между соотношениями интрузивных и эффузивных образований в позднеюрскую и раннемеловую эпоху. Если в поздней юре проявления магматической активности в геологических масштабах происходили одновременно, то в раннем мелу вулканическая деятельность активизировалась значительно ранее, и массивы раннемеловых гранитоидов в противоположность позднеюрским размещаются в пределах эффузивных пород чуть более раннего (аптского) возраста. Они не локализируются в единые поля, концентрирующиеся в пределах каких-то отдельных блоков, а образуют цепочки, в основном двух направлений. Большая часть массивов, как гранитных, так и гранодиоритовых (имеющих среди интрузивов этого возраста большее распространение, чем среди позднеюрских), образуют в совокупности полосы субширотного простиранья, т. е. согласные с общим размещением области вулканотектонического опускания. При этом линия, положение которой намечается по осям наиболее крупных массивов, не смещается заметно при переходе из одного блока в другой, если даже мощность вулканогенной толщи в них резко различна и, следовательно, эти блоки на каком-то этапе раннего мела развивались разобщенно. Удлиненность осей интрузивных массивов имеет то же направление.

Приуроченность массивов этого возраста к определенным линиям, довольно четко проявленным, позволяет считать их нарушениями, являющимися магмоподводящими. Если это так, то ко времени возникновения интрузивной деятельности вулканогенно-терригенные отложения, выполняющие область аптского опускания, уже представляли собой какое-то единое целое в физико-механическом отношении, т. е., по-видимому, уже подверглись в какой-то степени литофикации.

Магмоподводящие нарушения, насколько можно судить по распо-

ложению интрузивных массивов, не имеют большой протяженности в северной части вулкано-тектонической области, но они приурочиваются к определенной зоне, каждый фрагмент которой залегает согласно с общими структурами. Вдоль южной окраины этой области протягивается почти непрерывная цепочка интрузивных массивов. Линии, в пределах которых можно предположить размещение магмоподводящих каналов, не оконтуривают каких-либо замкнутых площадей, т. е. интрузии в данном случае не сопровождались ни воздыманием, ни опусканием. Они имеют еще одну редкую для разломов глубинного заложения особенность (а они несомненно относились к числу последних, так как являлись магмоподводящими): ни до этого времени, ни после внедрения интрузий эти расколы не существовали, ибо вдоль них не зафиксировано никаких подвижек в прошлые геологические эпохи, что было бы отражено в размещении осадочных пород прошлых геологических эпох, а также не установлены рельефообразующие перемещения на последнем этапе рельефообразования и не наблюдаются магматические проявления этого возраста.

Иными словами, в данном случае магмоподводящие каналы не относятся к длительно живущим глубинным разломам — они образовались в послепалеозойское время, после частичной литофикации (происшедшей в результате застывания) эффузивных образований, и были залечены последовавшими вслед за эффузивной деятельностью интрузиями. Их скорее можно трактовать как зоны расколов, образовавшиеся при затвердении громадных полей эффузивных образований, особенно если принять во внимание их концентрическое расположение: они образуют несколько параллельных между собой и с контурами зоны линий.

При формировании современного тектонического рельефа только одна из этих линий была подновлена — это линия, проходящая между блоками 52 и 53. Вторая группа раннемеловых гранитоидов (имеется в виду группа гранитоидов отличающаяся по структурным условиям становления от только что описанной) представлена обычно небольшими массивами, локализующимися в виде полей, располагающихся радиально по отношению к полосе вмещающих их эффузивов. Радиальные зоны магмоподводящих каналов (см. рис. 46) генетически, вероятно, близки концентрическим зонам.

Для некоторых полей скопления интрузивных массивов уловить расположение магмоподводящих каналов трудно. Для этого нужны исследования в более крупном масштабе. В юго-восточном углу территории поля интрузивов, тяготеющих к радиальным структурам, смутно вырисовывают кольцевую зону. Если это так, но решительно утверждать это нет оснований, то возможно, что это купольная структура. Это единственный участок, для которого можно ориентировочно предположить, что он при внедрении интрузии воздымался. Здесь, в единственном месте на всей рассматриваемой площади, интрузивы раннемелового возраста, оконтуривая эту кольцевую структуру с севера, выходят за пределы полосы развития нижнемеловых эффузивов.

Как одну из особенностей локализации интрузивных тел раннемелового возраста следует отметить то, что диоритовые массивы обычно концентрируются в краевых частях зон или на флангах интрузивных полей. Это говорит о том, что и в эту эпоху процесс интрузивного магматизма был прерывистым и что, по-видимому, завершающие фазы внедрения характеризовались более основным характером.

Поскольку соотношения палеотектонического режима и магматических проявлений эпохи раннего мела отличаются от структурно-тектонической позиции магматических образований юрского периода, ниже приводится краткая характеристика их особенностей.

1. Магматическая активность приурочивалась исключительно к морфоструктурам обрамления.

2. Вулканическая деятельность была сопряжена с опусканиями, причем компенсирующие опускания отложения представлены в основном вулканогенными породами (главным образом андезитами и их туфами), лежащими и в основании нижнемеловой толщи. Следовательно, опускание можно охарактеризовать как вулканотектоническое по своей природе.

3. Как опускания, так и излияния проявлялись не постоянно в течение всего времени, а спорадически. Нисходящие движения происходили и в перерывы между излияниями, о чем говорят прослои осадочных пород.

4. Несмотря на структурное единство полосы опусканий, она была разобщена на отдельные фрагменты, опускающиеся с различной степенью интенсивности, что привело к резким перепадам мощности палеотипных андезитов.

5. Магмоподводящими каналами в течение вулканической деятельности являлись как глубинные разломы, оконтуривающие область опускания в целом, так и те из них, которые разделяли эту область на отдельные фрагменты (блоки). Значительное увеличение мощности вулканогенных образований вдоль линий последних позволяет считать, что излияния носили трещинно-площадной и трещинный характер (в вышеуказанном значении этих терминов).

6. В период, последующий за вулканической деятельностью, произошли воздымания расположенных севернее площадей; данные положительные движения не сопровождалась интрузивной деятельностью.

7. В этот же период в пределах области опускания возникли принципиально новые по своему тектоническому характеру структуры погружения: меридиональные (т. е. поперечные к простиранию морфоструктуры обрамления) впадины; выполняющие их терригенные отложения имеют мощность до 2 тыс. м. На некоторых участках протяженность этих впадин незначительная, и они не выходят за пределы опускающейся ранее полосы. Но там, где они совпадают пространственно с флангами центральных морфоструктур, они продолжают далее, уходя значительно севернее (Омсукчанская впадина).

8. Интрузивная деятельность произошла значительно позже вулканической, уже после какой-то степени литофикации ее продуктов.

9. Интрузивная деятельность не сопровождалась вертикальными перемещениями интрузивных блоков. Пространственно она приурочивается к полям выхода несколько более ранних эффузивов этого же возраста (эффузивы имеют аптский возраст, интрузии произошли в конце альба — начале сеномана).

10. Магмоподводящими каналами для интрузий служили концентрические и радиальные трещины в пределах эффузивных полей и образовавшиеся, по-видимому, в результате затвердевания лав. По некоторым радиальным трещинам интрузивы проникли в пределы площади центральных морфоструктур.

11. Интрузивная деятельность также была многофазной — в одной цепочке массивов, приуроченных к общей магмоподводящей трещине, установлены массивы разного состава, при этом диоритовые, как правило, располагаются на флангах таких зон.

Позднемеловая и палеогеновая эпохи характеризуются сложной тектонической позицией условий проявления магматической деятельности, как интрузивной, так и эффузивной.

На всем протяжении стратиграфического разреза, от сеномана до дата включительно, преобладают вулканогенные породы, перестилаемые иногда мощными осадочными толщами. Отсутствие последних вне сочетания с эффузивами (если не считать более ранних, залегающих совершенно обособленно, терригенных угленосных отложений, выпол-

няющих впадины наложенного типа) позволяет считать, что опускания этого возраста также носили вулканогенно-тектонический характер.

Разнообразен был в этот период и состав вулканогенных образований, это (снизу вверх): а) роговообманковые андезиты и их туфы, сменяющиеся выше дацитами, липаритами и их туфами, относящиеся к сеноман-турону; б) кайнотипные гиперстеновые андезито-базальты с пластами туфов, перекрываемые липаритами, также кайнотипного облика, сенон-датского возраста; в промежутке времени между формированием этих свит (в турон-сеноне) накапливались терригенные континентальные осадки с прослоями туфов и лав (андезитового состава в нижней части толщи, дацитового и липаритового в ее центральных частях); верхи толщи преимущественно грубо терригенные; завершается вулканизм этого периода экструзиями базальтов в палеогене.

Пространственное размещение этих образований достаточно охарактеризовано в главе 4, а также видно из рис. 47. Поэтому здесь будет уделено внимание лишь особенностям этого размещения.

Соотношение ареалов распространения андезитов сеноман-турона и перекрывающих их дацитов, липаритов и трахилипаритов показывает, что область опусканий этого времени сузилась и одновременно продвинулась к северу, т. е. от внешней части морфоструктуры обрамления к внутренней. При перемещении ареала магматической и тектонической активности сходство конфигурации последних сохранилось, и северная граница выходов кислых эффузивов, также как и выходы андезитовой толщи, в восточном конце меняет простирание с субширотного на северо-восточное, а затем на субмеридиональное. В восточной половине района толща кислых эффузивов как бы окаймляет полосу выходов андезитов, в западной — площади их развития совмещаются.

Большие мощности андезитов отмечаются на территории блока 42. Полоса эта проходит в общем в том же направлении, что и цепочка гранодиоритовых массивов нижнего мела. Таким образом эта зона магмоподводящих нарушений, заложенная еще в раннем мелу (вернее на границе раннего и позднего мела), продолжала функционировать в сеноман-туронское время как магмоподводящий канал. Но в этот период времени по нему происходили уже излияния. Не говорит ли это косвенно о крайне незначительной глубине становления гранодиоритовых интрузий? В турон-сеноне повторилось то же чередование вулканогенных пород — начале они имели андезитовый состав, выше дацито-липаритовый. Но в этот период времени они не образовывали самостоятельных толщ, а залежали в виде прослоев среди терригенных осадочных отложений.

Следующим этапом вулканической деятельности, явно оторванным во времени от предыдущего, было образование андезитов и андезито-базальтов, имеющих в настоящее время кайнотипный облик и относимых по возрасту к сенон-дату. Ареал их распространения значительно расширился к северу. Практически их разрозненные выходы распространены на площади морфоструктуры обрамления (в ее максимальном пространственном выражении) повсеместно, а частично даже проникают в пределы площади центральных морфоструктур по линиям радиальных разломов, поперечных к общему простиранию Охотско-Чаунского вулканогенного пояса, как, например, на площади Балагычанского поднятия (см. рис. 47). В пределах установленной зоны андезито-базальты кайнотипного облика распространены неравномерно и образуют ряд полос субмеридионального простирания. Такое же простирание имеют их участки, характеризующиеся наибольшими мощностями. Это еще раз подтверждает то, что излияния происходили по трещинам, поперечным к поясу распространения андезито-базальтов.

Излияния основного состава сменяются излияниями кислых вулканических продуктов, представленных в настоящее время кайнотипными

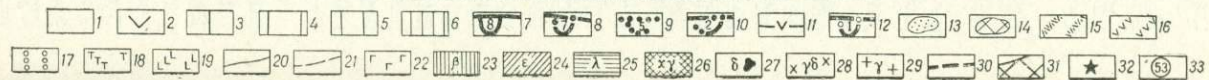
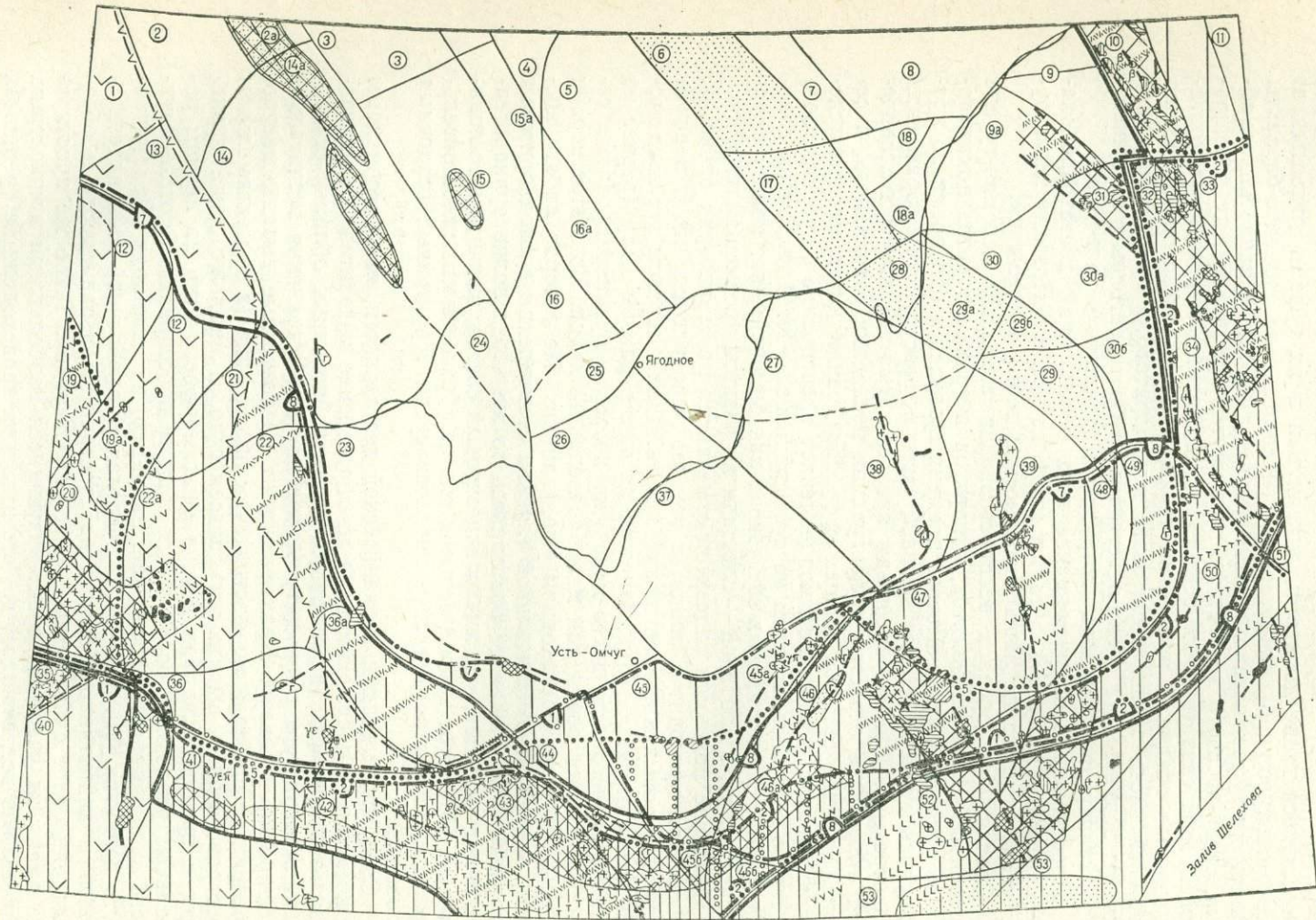


Рис. 47. Палеомагнитическая карта позднего мела — палеогена района Яно-Кольмской складчатой области.

1 — стабильная область; 2 — область возможного воздымания; 3—6 — области опусканий (3 — наименьших, 4 — средней интенсивности, 5 — больших, 6 — максимальной); 7 — контур ареала распространения кайнозойских липаритов (область вулкано-тектонического опускания, максимальная величина опускания 800 м); 8 — то же, для кайнозойских андезитов-базальтов (максимальная величина опускания 700 м); 9 — ареал распространения терригенно-вулканических образований (область тектонических и вулкано-тектонических опусканий, максимальная величина опусканий 1000 м, средняя — 300 м); 10 — ареал распространения кислых эффузивов (липаритов и дацитов и их туфов) — область вулкано-тектонических опусканий, максимальная величина которых достигает 800 м; 11 — граница возможного воздымания (800 м); 12 — ареал распространения палеоэридных андезитов и их туфов (область вулкано-тектонических опусканий, максимальная величина которых достигает 800 м); 13 — область наложенных внутренних впадин (раннечетвертичные, неогеновые и датские отложения); 14 — область унаследованных впадин; 15 — участки максимальной активизации во время излияния липаритов кайнозойского облика; 16 — то же, для периода излияния андезитов кайнозойского облика; 17 — область опусканий, не компенсированных полностью вулканогенным материалом; 18 — участки максимальной активизации во время излияния нижней дацито-липаритовой толщи; 19 — то же, для палеоэридных андезитов; 20 — граница между блоками тектонического рельефа; 21 — то же, предпалеогенные; 22 — палеогеновые базальты; 23 — долериты и диабазы; 24 — дациты; 25 — липариты; 26 — дациты; 27 — габбро и диабазы; 28 — гранодиориты; 29 — граниты; 30 — магмоподводящие каналы; 31 — блоки наибольшего распространения интрузивных пород; 32 — жерла палеовулканов; 33 — номера блоков тектонического рельефа

липаритами и их туфами. Северные выходы липаритов и подстилающих их андезитов почти совпадают, но местами или андезиты (блоки 36а и 45) или липариты (блоки 34, 33, 10, отчасти 31 и 9а) продвинулись севернее. Южная граница вулканического пояса во время излияния кислых лав и туфов заметно переместилась к северу, т. е. область активного вулканизма в это время сузилась. Внутри ареала их распространения поля липаритов не повсеместны, а так же, как и поля андезитов, локализуются в полосы субмеридионального простирания. Так же располагаются и выходы, в которых липариты имеют наибольшую мощность.

Полосы наибольшей активизации вулканической деятельности размещались в это время следующим образом: в боковых ветвях обрамления они проходили по внутренней границе пояса, вдоль контакта опускающейся и стабильной областей; в южной (центральной) части морфоструктуры обрамления эти полосы проходили, иногда не считаясь с контурами блоков. Несомненно, это в пределах этих полос и располагались магмоподводящие нарушения. Это подтверждается не только вышеприведенными косвенными данными, но и прямыми фактами — на северо-восточной окраине блока 46 в пределах одной из таких полос выявлено два палеовулкана, относящихся к сенон-датскому возрасту. Линия, соединяющая жерла, того же простирания, что и у данного поля липаритов. Не исключено, конечно, что частично излияния происходили по разломам, ограничивающим блоки (как, например, в пределах блока 42 — см. рис. 47).

Таким образом, образование субмеридиональных (секущих) магмоподводящих нарушений очень характерно для всей позднемеловой эпохи. При этом их развитие можно проследить и во времени, и в пространстве. Так, например, очень протяженная полоса магматической активности устанавливается вдоль восточной границы площади (она и образует восточную ветвь морфоструктуры обрамления). Это так называемый Балагычано-Сугойский наложенный прогиб. Первые проявления вулканической активности произошли в сеномане, проявились они на юге полосы (блоки 53 и 51). Затем (вероятно, в туроне) активизируется участок, непосредственно примыкающий к ним с севера (восточная часть блока 50). Следующие по возрасту образования (терригенно-вулканические, турон-сенонские), правда, не образуют мощных вулканических толщ, но все же продолжают эту полосу еще далее к северу (блоки 32, 34, 10). Во время излияния сенон-датских андезитовых и андезитов-базальтовых лав и туфов вулканической активности в пределах этой полосы не наблюдалось, но зато она возобновилась с новой силой во время излияния кислых лав этого возраста (блоки 34, 32, 33, 10, 31, 9а).

В пределах блока 47 липариты и андезиты сосредоточиваются в одной субмеридиональной небольшой зоне. Причем андезиты отличаются наибольшей мощностью в южной ее части, а липариты в северной, что говорит о постепенном продвижении зоны раскола с юга на север. Та же картина устанавливается для поперечной зоны, пересекающей блоки 52 и 46, но здесь радиальный характер этого нарушения выражен еще более ярко.

Суммируя приведенные выше данные, позднемеловой вулканизм можно охарактеризовать следующими особенностями.

Позднемеловой вулканизм унаследовал (с некоторыми изменениями) область развития раннемелового вулканизма. Вулканическая деятельность оживлялась спорадически. Грубо можно наметить два периода ее наибольшей активизации. В более раннем выделяется четыре пароксизма. Термин пароксизм употреблен здесь, по-видимому, не совсем точно, так это может быть и довольно значительный промежуток времени. Понятие «этап» здесь применить нельзя, поскольку за ним уже закреплен определенный смысл.

Первые два пароксизма были весьма интенсивными, первый из них характеризуются излияниями основных продуктов, второй — кислых. Третий и четвертый пароксизмы выражены очень неотчетливо, происходящие в это время излияния краткосрочны (конечно, относительно) и разделены значительными промежутками времени. Однако и для них характерна смена состава вулканогенных пород от средних и основных к кислым. Два последних пароксизма, также очень интенсивных, относятся к сенон-дату. И здесь первый привел к формированию толщи гиперстеновых андезитов-базальтов, а второй — мощных выходов липаритов и их туфов.

Для пространственного размещения вулканических образований позднего мела характерна их приуроченность к небольшим субмеридиональным зонам, протяженность которых, как правило, определялась шириной вулканогенного пояса на данном участке, но местами они уходят в том же направлении за его пределы, вторгаясь на площадь центральных морфоструктур. Судя по конфигурации выходов эффузивных пород и размещению участков с их наибольшей мощностью, излияния носили в основном трещинный характер, но вулканические постройки центрального типа также существовали.

Экструзивные образования палеогена, представленные в главной массе оливиновыми базальтами, но местами содержащие прослои липаритовых лав, на первый взгляд, бессистемно разбросаны по территории района. Однако с позиций блокового анализа их структурно-тектоническая позиция довольно четкая. Как правило, они приурочены к границам блоков с наибольшей мощностью липаритов сенон-дата. Так, один из экструзивов установлен на территории блока 10, на восточной окраине полосы, сложенной липаритами. То же на территории блоков 36, 45а, на границе блоков 45а и 45б, 36 и многих других. Иногда оливиновые базальты приурочиваются к расколам, которые являются продолжением расколов, по которым поступали на поверхность липаритовые лавы сенон-дата, как, например, на площади блока 14 (см. рис. 47).

По составу и петрохимическим особенностям оливиновые базальты и липариты настолько отличны друг от друга, что, по-видимому, их пространственная близость обусловлена лишь тем, что базальтовая лава палеогена использовала для своего выхода на поверхность наиболее поздние и наиболее глубокие расколы того времени.

Интрузивные массивы позднемелового возраста так же, как гранитоиды раннего мела, за чрезвычайно редким исключением, располагаются на территории тех же блоков, где был проявлен позднемеловой вулканизм, лишь местами несколько выходя за их пределы. Однако их пространственные соотношения непостоянны. Так, в пределах Омсук-

чанского района (блоки 34, 32, 10) они хотя и приурочены к одним и тем же блокам, но пространственно разобщены, при этом интрузивные тела находятся как к западу, так и к востоку от поля эффузивов. На остальной части вулканического пояса интрузивные породы не только приурочиваются к тем же блокам, но и располагаются чаще непосредственно среди полей эффузивов — андезитов и липаритов сенон-дата. Следовательно, если в первом случае возрастные соотношения интрузивных пород и эффузивов сенон-дата неясны, то во втором случае интрузии несомненно являются более поздними, так как прорывают вулканогенные образования.

Значительно более отчетлива во всех случаях пространственная связь интрузивных образований с наиболее поздними проявлениями позднемеловой эффузивной деятельности, так как интрузивные тела формировались вдоль тех же субмеридиональных локальных зон активного магматизма, которые служили магмоподводящими путями при излиянии эффузивов. Это отчетливо видно и в Омсукчанском районе, особенно в его южной части (блок 34).

Так, например, вдоль зоны, пересекающей блоки 53, 52 и 46, активизация которой проявилась, по крайней мере, дважды — во время излияния андезитовых лав сеноман-турона и во время формирования сенон-датской липаритовой толщи — наблюдается большое количество интрузивных тел: гранитов, гранодиоритов, щелочных гранитов и субвулканических дацитов и липаритов. К меридиональной зоне, бывшей магматически активной во время излияний в течение сенон-дата (блоки 50 и 52), также приурочиваются интрузивные тела, но при этом они располагаются не только на участке проявленного ранее вулканизма, но и уходят далее к северу. На площади блоков 42, 43 и 44, где зона вулканической активизации имеет запад-северо-западное простирание, также располагаются цепочки интрузивных массивов.

Размещение интрузивных тел подтверждает высказанное ранее предположение, что магмоподводящими каналами в эту эпоху служили не только локальные субмеридиональные зоны, являющиеся новообразованиями, но и глубинные разломы, разделяющие блоки: по границе блоков 45 и 46 проходит цепочка массивов. Раскол вдоль линии этого глубинного разлома продолжился в эту эпоху далее к северу, в область более консолидированных пород, слагающих центральные морфоструктуры.

Все же, видимо, среди позднемеловых интрузивных пород имеются образования двух возрастов. Об этом же, кроме различия пространственных взаимоотношений их с вулканогенными выходами, говорят и близкие значения абсолютного возраста для эффузивов и интрузивов Омсукчанского района, что наряду с их пространственной разобщенностью позволяет считать их более или менее субсинхронными. Подобные взаимоотношения были установлены для позднеюрских гранитоидов и эффузивов келловей-оксфорд-кимериджского возраста. В ту эпоху эффузивная деятельность сопрягалась с опусканием, а одновременная ей интрузивная — с воздыманием. То же можно предположить по аналогии и здесь. Но тогда нужно допустить, что в позднемеловую эпоху площади этих блоков были разобщены на более мелкие участки, характеризующиеся различной направленностью движений.

Интрузивные проявления позднего мела разнообразны по составу. Среди них установлены граниты, гранодиориты, габбро и диабазы, щелочные граниты и субвулканические тела липаритов, дацитов, долеритов, диабазов. Об их пространственной связи с эффузивными породами разного состава будет сказано ниже, при рассмотрении критериев, позволяющих сделать некоторые выводы о генетических связях последних.

Субвулканические породы занимают точно такую же структурно-тектоническую позицию, что и соответствующие им по составу интрузивные породы. Так, например, у южного края блока 34 наблюдается

цепочка магматических тел близкого размера, при этом одни массивы из этой цепочки представлены гранитами, другие субвулканическими липаритами. Массивы невелики по размерам, поэтому даже различный уровень среза массивов (в кровле, в центральной части, в подошве) не может служить объяснением их расположения на одном гипсометрическом уровне, если считать, что они образовались на разных глубинах. Нельзя предположить, что уровень, отвечающий их современному срезу, при образовании гранитов и липаритов располагался на разных глубинах от поверхности, так как практически это один и тот же уровень, а расстояния между массивами настолько незначительны, что вряд ли участки их расположения испытывали в период становления магматических тел разнонаправленные тектонические перемещения, и что лишь впоследствии они были приведены на один общий высотный уровень.

Таковы же структурные соотношения интрузивных и субвулканических тел и на других участках этой площади. В данном случае можно уверенно предположить, что различие между интрузивными и субвулканическими образованиями не было обусловлено разными глубинами формирования массивов. Естественно, что данные блокового анализа не дают ключа для суждения по этому вопросу.

Относительно неясности, вернее несходства структурно-тектонических взаимоотношений эффузивных и интрузивных образований в Омсукчанском районе и на других участках площади, можно высказать предположение, что это вызвано тем, что интрузивная деятельность на данном участке площади пробудилась несколько раньше, чем на других, и в результате оказалось, что формирование интрузивных пород ближе совпало по времени с эффузивной деятельностью, поэтому (согласно с установленной выше закономерностью), они оказались пространственно разобщенными, хотя и залегают в непосредственной близости.

По сочетанию магматических проявлений юрского и мелового периодов на площади того или иного блока в пределах исследуемой территории последние можно подразделить на 11 типов. При этом характер сочетания магматических пород очевидно находится в зависимости не только от морфоструктур, но и от мощности доюрских пород на каждом данном участке. Особенно четко эта зависимость устанавливается по размещению гранитоидов. Так, гранитоиды позднеюрского возраста приурочиваются лишь к тем блокам, где мощность доюрских пород превышает 12 тыс. м (а обычно более 13 тыс. м). Интрузивы позднеюрского — раннемелового возраста пользуются распространением там, где эта мощность колеблется между 8,5—12 тыс. м. Гранитоиды раннего и позднего мела преимущественно развиты на площадях, характеризующихся незначительной мощностью доюрских пород — 4—7 тыс. м, реже наблюдаются там, где эти мощности не превышают 10 тыс. м и отсутствуют на участках с большими мощностями.

В табл. 6 приведена краткая характеристика выделенных типов блоков, содержащая перечень проявленных в его пределах интрузивных и эффузивных образований.

Пространственная связь магматических проявлений с блоковыми структурами для районов с проявлениями основного и ультраосновного магматизма. Особенности структурно-тектонической позиции магматических проявлений основного и ультраосновного состава рассмотрены на примере геологического строения Тургайского прогиба. Данные по магматизму этого района обобщены О. К. Ксенофонтовым и А. И. Ивлевым [10] как на основании собственных исследований, так и по результатам работ других геологов. Данную ими характеристику условий проявления магматизма можно сопоставить с выводами, полученными в предыдущем разделе данной главы, с тем чтобы установить, можно ли

Группировка блоков в зависимости от возраста магматических проявлений

Мощность доюрских пород, тыс. м	Возраст магматических проявлений									Тип блока
	келловей. оксфорд — ранний кимеридж	поздне-волжский	верхи юры — низы раннего мела	апт	верхи раннего мела	сеноман — турон	турон — сенон	сенон — дат	палеоген	
12—16	Г									1
	Г							АЛ		
	А									2
	А	Л								
	А							Л	Б?	
8,5—12			Г							3
			Г					АЛ	Б?	
			Г		Г			АЛ	Б?	4
			Г	А				АЛ	Б?	
			Г					ЛГ	Б?	5
			Г	А			АД	АЛГ	Б?	
			Г	А	Г			АЛГ	Б?	
			Г		Г			АЛГ	Б?	6
			Г	А	Г		АД	АЛГ	Б?	
				А	Г			АЛ	Б?	7
								АЛ		
							АД	АЛ		8
								АЛГ	Б?	
								ЛГ	Б?	9
							АД	АЛГ	Б?	
	А			А	Г	АЛ	АД	АЛГ	Б?	
4—7	А			АЛ	Г	Л	АД	АЛГ	Б?	10
	А			А	Г		АД	АЛГ	Б?	
	А			А	Г	А	АД	АЛГ	Б?	
	А			А	Г	А	А	Г		
	А				Г	Л	АД	АЛГ	Б?	
				А	Г	АЛ	АД	АЛГ	Б?	
			А	Г		АД	АЛГ	Б?	11	

Г — гранитоиды; А — вулканогенные породы преимущественно андезитового состава (в турон-сенонских отложениях обычно туфогенные образования); Л — то же, преимущественно липаритового состава; Д — то же, дацитового, преобладают туфогенные прослои; Б — базальты; знак вопроса означает, что они могут и отсутствовать в блоках данного типа. Отсутствие соответствующих обозначений означает, что данные магматические проявления на территории блока не установлены.

распространять эти выводы на области с иным, чем рассмотренный регион, геологическим строением.

Выше было показано, что формирование обширных по площади полей эффузивных пород кислого и среднего состава сопровождается прогибанием области их развития. Магмоподводящими каналами в этом случае служили глубинные разломы, как оконтуривающие всю область в целом, так и разграничивающие отдельные блоки в ее пределах. Сопоставим это с условиями образования средне- и верхнепалеозойских эффузивных комплексов.

Наиболее ранним из них является денисовский диабаз-спилитовый. Сложен он преимущественно основными эффузивами и их пирокластами, с которыми переслаиваются осадочные породы, в том числе известняки с фауной брахиопод и кораллов верхов венлока — низов лудлова. Эффузивные породы представлены в основном диабазами, спилитами, вариолитами, миндалекаменными порфиритами и микропорфиритами, образующими лавовые покровы (здесь и далее характеристика магматических проявлений приведена из вышеупомянутой работы О. К. Ксенофонтова и А. И. Ивлева). Общая мощность диабаз-спилитового комплекса составляет 1200 м. Область его распространения выделена как Денисовская структурно-фациальная подзона Зауральской зоны и охарактеризована как прогиб I генерации. С прогибания этой меридионально вытянутой площади, окаймляющей с востока область ордовикского прогиба, началось формирование Тургайского прогиба как структуры, для которой характерны нисходящие движения. Таким образом образование обширных полей основных эффузивов, как считают исследователи Тургайского прогиба, было связано с прогибанием области их развития. Так же, как и для территории Северо-Востока СССР, окаймляющие ее разломы являются глубинными, разделяющими длительно живущие блоковые структуры глубинных зон земной коры. Об этом можно судить по тому, что границы Денисовской структурно-фациальной подзоны совпадают с рельефообразующими разломами, выделенными при морфометрическом анализе современной топографической карты Тургайского прогиба (см. рис. 28).

Следующим по возрасту является федоровский андезитобазальтовый комплекс среднего — верхнего девона. В противоположность денисовскому эффузивному комплексу, его породы также пользуются значительным распространением в Зауральской структурно-фациальной зоне, в пределах Федоровского антиклинория. Мощность эффузивных покровов более 200 м. Выходы андезитобазальтов федоровского комплекса образуют сравнительно узкие полосы, вытянутые в субмеридиональном направлении, и не выходят за пределы Денисовской подзоны. Глубинные разломы, могущие служить магмоподводящими каналами во время формирования этой эффузивной толщи, не установлены при морфометрическом анализе топографических карт Тургайского прогиба и, насколько можно судить, основываясь на этом, не совпадают с глубинными разломами, разделяющими блоки фундамента. Эти излияния, по-видимому, залечивали вновь образованные, однообразные им трещины, не подновлявшиеся впоследствии.

В раннем карбоне, в средневизейское — раннеамурское время эффузивная деятельность получила весьма широкое развитие и поля вулканогенных пород этого возраста имеют большое распространение, особенно в западной половине Тургайского прогиба. Эффузивные породы этого возраста представлены образованиями преимущественно андезитового и андезито-базальтового состава, главным образом пирокластическими. Объединены они в единый валерьяновский комплекс. В состав комплекса входят также карбонатные и, в меньшей степени, терригенные отложения. По данным геологических исследований, породы валерьяновского комплекса приурочиваются к наложенным грабен-син-

клинальным структурам, т. е. и здесь излияния были сопряжены с опусканиями.

В позднем намюре эффузивная деятельность, по данным А. И. Иванова и О. К. Ксенофонтова, сосредоточивалась в пределах межгорных прогибов, и вулканогенные породы образуют прослои в красноцветной терригенной толще. Распространение вулканогенных пород по разрезу верхненамюрской осадочно-вулканогенной толщи неравномерно. В нижней части развиты преимущественно зеленовато-серые миндалекаменные порфириды, в средней части толщи установлены только туфопесчаники и туффиты, в верхах разреза заключены прослои андезитовых порфиритов и их туфов. Подобные условия залегания, как пространственные, так и характеризующие размещение вулканогенных образований по разрезу, напоминают размещение эффузивной составляющей в терригенно-вулканогенной толще турон-сенона на территории Охотско-Чаунского пояса.

Наиболее поздним эффузивным комплексом Тургайского прогиба является триасовый липарито-базальтовый, породы которого, развиты в приосевой части прогиба. О структурно-тектонической позиции залегания пород данного комплекса уже говорилось выше. Повторим основные выводы: а) площадь развития вулканогенных пород триаса ограничивается линиями глубинных рельефообразующих разломов, выявленных с помощью морфометрии, и магмоподводящими каналами при их излиянии служили длительно живущие глубинные разломы, разграничивающие блоковые структуры фундамента; б) излияния были сопряжены с опусканием группы блоков, в пределах которой развиты эти эффузивы.

Таким образом, формирование вулканогенных толщ Тургайского прогиба, среди которых преимущественное развитие (за исключением триасового комплекса) имеют породы основного состава, происходило в обстановке, сходной по режиму вертикальных перемещений с условиями образования кислых и среднего состава юрских и меловых эффузивов Северо-Востока СССР.

Интрузивные породы средне- и позднепалеозойского возраста также широко развиты в пределах Тургайского прогиба. Две интрузивные формации — габбро-плагиогранитовая и гипербазитовая — относятся к верхнему силуру — нижнему девону. Наиболее распространены нижнекаменноугольные интрузивы — сарбай-соколовский габбро-диоритовый намюрский комплекс, аниховский гипербазитовый визе-намюрский, милютинско-михайловский габбро-диорит-гранитовый, убаганский гранодиоритовый намюрский. В позднем палеозое были сформированы гранитные массивы джабык-карагайского комплекса и массивы щелочных сиенитов (пермь). Наиболее поздние проявления интрузивной деятельности относятся к триасу и представлены санидиновыми гранитпорфирами. Интрузивные массивы небольшие, на несколько порядков меньше площади выделенных блоков. Обычно они располагаются цепочками, развивающимися вдоль линий глубинных разломов, выявленных с помощью морфометрии (иными словами подновленных в позднем мелу — палеогене), или же пересекающими площадь блоков в северо-восточном или субширотном направлении. Наиболее интересно установить связь с блоковыми структурами для ультраосновных массивов, так как последние отсутствуют на рассмотренном выше участке Северо-Востока СССР.

Ультраосновные массивы аниховского визе-намюрского комплекса сложены хризотил-антигоритовыми серпентинитами. На территории прогиба и в пределах прилегающей к нему части Южного Урала массивы залегают среди пород ордовика, силура и девона, в общем образуя две субмеридионально вытянутые полосы, сходящиеся на юге. Несколько восточнее серпентинитовые массивы залегают среди карбонатно-терри-

генных пород турнейского и визейского возраста, которые они прорывают. Из рис. 48 видно, что большая часть цепочек ультраосновных массивов приурочена к линиям глубинных длительно живущих разломов, оконтуривающих определенную группировку блоков. Некоторые интрузивные цепочки отходят в сторону от этой группы блоков, но и в этом случае чаще они совмещены с линиями рельефообразующих разломов. На некоторых участках полосы выхода массивов расположены внутри площади блоков, но их простираение совпадает с простираением границ данного блока.

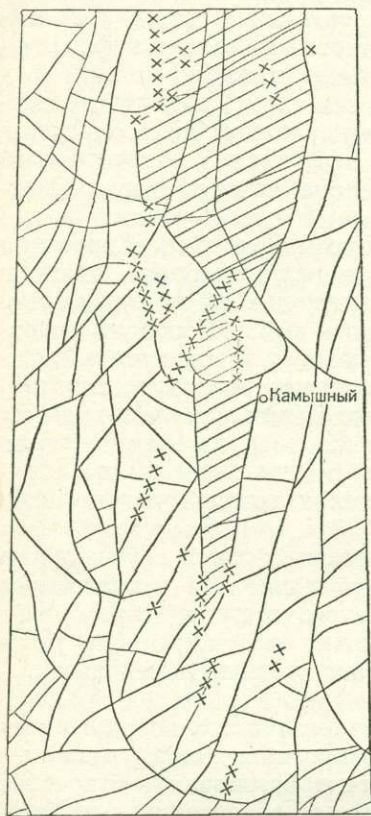


Рис. 48. Схема размещения массивов ультраосновных пород в Тургайском прогибе относительно блоков тектонического рельефа.

1 — границы блоков тектонического рельефа; 2 — площадь развития основных эффузивных пород силурийского возраста; 3 — участки распространения массивов ультраосновных пород раннекаменноугольного возраста

становление ультраосновных массивов происходило в несколько этапов, и массивы, залегающие в поле развития пород нижнего карбона, сформировались несколько позднее, чем оконтуривающие силурийский прогиб, большая часть которого впоследствии была приподнята. Пространственная связь с площадями, характеризующимися тенденцией к воздыманию, по-видимому, все же есть. Так, наибольшее развитие ультраосновные массивы получили в пределах области описанных выше поперечных поднятий, усложняющих меридиональные тектонические структуры прогиба в течение всей геологической истории их развития. Более того, они явно тяготеют к разломам, оконтуривающим два ло-

Вероятно не случайно эта группировка блоков, окаймленная и пересеченная цепочками серпентинитовых массивов, является в то же время площадью проявления спилит-диабазовой формации силурийского возраста, — мощность этой толщи (1200 м) и ее основной состав показывают, что, во-первых, этот участок испытал в силуре интенсивное погружение, а во-вторых, разломы на этом участке достигают по сравнению с другим еще больших глубин. К этой же площади приурочены ультраосновные массивы силуро-девонского возраста. Для более или менее уверенного заключения о режиме вертикальных движений во время формирования ультраосновных массивов данных недостаточно. Опусканий в это время не происходило, об этом можно судить по тому, что они залегают среди более древних пород. В течение какого-то времени отдельные участки этой площади несомненно подвергались восходящим движениям. Не исключено, что воздымания происходили и в эпоху формирования интрузивов, так как среди более молодых осадочных толщ здесь преобладают терригенные. Однако на тех участках, где ультраосновные массивы прорывают близкие им по возрасту отложения нижнего карбона, вряд ли их внедрение сопровождалось воздыманием. Если провести аналогию с условиями формирования гранитоидных массивов (возможно, что аналогия в данном случае не может быть применима), то можно предположить, что

кальных эоценовых поднятия. Видимо это длительно развивающиеся купольные структуры.

В общем на основании имеющихся данных можно сделать вывод, что ультраосновные интрузивы приурочиваются здесь к области проявления основного эффузивного магматизма, но участками распространяются за ее пределы: непосредственно места их проявления контролируются размещением длительно живущих разломов глубинного заложения, по которым происходили перемещения и при формировании тектонического рельефа в позднем мелу — палеогене, но отдельные цепочки массивов располагаются в стороне от них; неясно, происходили ли воздымания одновременно с периодом внедрения, но пространственная приуроченность к областям, характеризующимся преимущественной тенденцией к поднятию, существует.

Глава 6. ОТРАЖЕНИЕ БЛОКОВЫХ СТРУКТУР В РЕЛЬЕФЕ ОКЕАНСКОГО ДНА

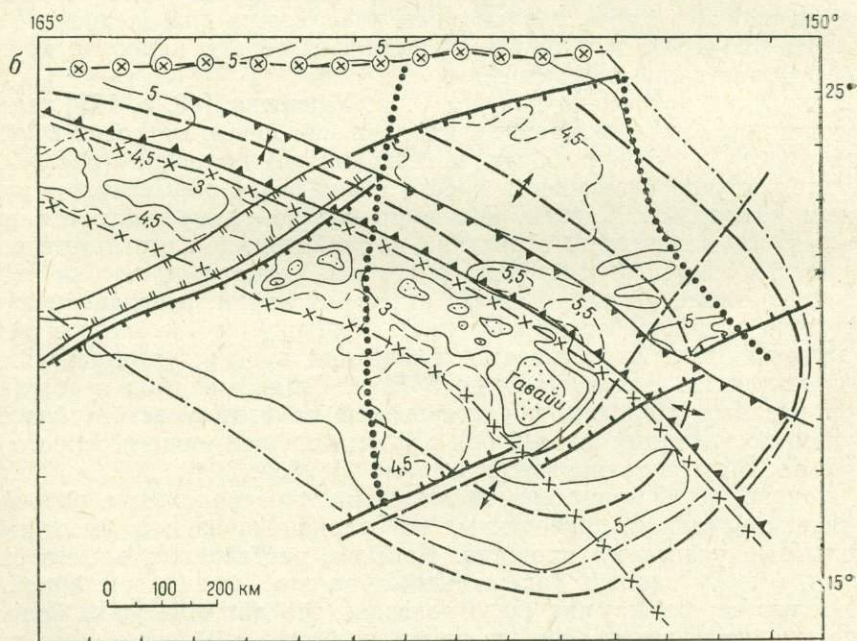
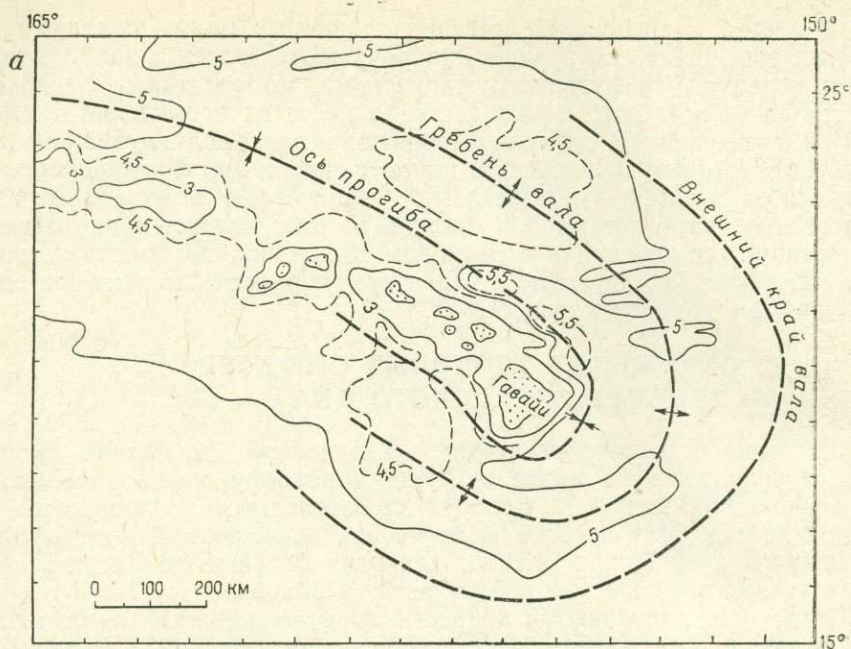
По данным океанологических исследований последних десятилетий, ступенчатость не менее присуща и рельефу океанского дна, как шельфовым областям, так и глубоководным площадям. Так, Г. Б. Удинцев [48] в своей монографии, посвященной геоморфологии и тектонике дна Тихого океана, приводит большое количество примеров ступенчатого строения поверхности дна океана.

Мною сделана попытка провести морфометрический анализ блоковых структур для области Гавайского свода (рис. 49). Конечно, сделано это очень схематично, так как методика предполагает анализ более или менее детально охарактеризованных форм рельефа, а здесь основой являлась схема, где изогипсы поверхности дна океана проведены через 500—1000 м. Поэтому и выявлены только наиболее крупные рельефообразующие перемещения.

Гавайский хребет, по данным Г. Б. Удинцева [48, с. 187], является вытянутой в северо-западном направлении цепью островов в южной части хребта и подводных гор в северной его половине (рис. 49, а). При этом южная оконечность хребта очень резко обрывается — самым южным является о. Гавайя, юго-восточное побережье которого имеет довольно прямолинейные очертания, и окаймляющий его с этой стороны участок океана относительно резко погружается до глубин 5000 м. Несколько менее резко, но также отчетливая линия, разграничивающая островную часть хребта от подводной. К западу от Гавайского хребта, параллельно ему, протягивается Гавайский прогиб, представляющий собой депрессию с глубинами до 5572 м. Гавайский свод пересекается зоной разлома Молокаи, представленной на этом участке сбросовым уступом, по которому южный бок разлома опущен ниже северного примерно на 500 м, а также зоной разлома Меррей.

На рис. 49, б приведена та же схема и расположение рельефообразующих разломов, проведенных на основании разницы высот между отдельными участками площади. Конечно, реставрация весьма схематичная, в меру данных, содержащихся на этой мелкомасштабной схеме. Целью ее составления было показать, что при несколько более детальном показе топографии морского дна даже на участках со специфическим океаническим рельефом возможно восстановление тектонических перемещений, обусловивших формирование данных морфо-структур.

Наиболее ранним из проявленных перемещений будет широкое горстовое поднятие (усл. зн. 1), простирающееся в востоко-северо-восточном, почти субширотном направлении, вкрест простираения Гавайского хребта. На рассматриваемой площади представлены обе ветви разлома. Северная отсекает ее северо-западный угол. Проведена она



- 1
 2
 ⊗ 3
 4
 5
 x-x 6
 7
 8

Рис. 49. Схема сопоставления рельефа Гавайского свода по Г. Б. Удинцеву (а) и тектонических структур (б), установленных с помощью морфометрического анализа блоковых структур.
 1—8 — рельефообразующие разломы разного возраста

по устойчивому трансированию признаков, говорящих о превышении участков дна, расположенных к югу от этой линии. Это с запада на восток будут: изгиб изогипсы 5000 м у западной границы площади, свидетельствующий о перепаде высот на этом участке, далее — уступ, отделяющий островную часть Гавайского хребта от пролива и подводной части гряды, вдоль изогипсы 4500 м, затем северная граница возвышенного участка, ограниченного изогипсой 4500 м, и на востоке — опять по участку изогипсы 5000 м, делающей здесь флексуроподобный перегиб. Положение южной ветви разлома можно проследить начиная от юго-западной оконечности Гавайского свода, вначале по южной границе изогипсы 4500 м, описывающей здесь неправильных очертаний возвышенность (в общем то угловатая форма последней позволяет предположить, что ее пересекают рельефообразующие разломы более мелкого порядка), затем по изогипсе 5000, проходящей у подножья Гавайского хребта, а далее по тому участку, где эта изогипса окаймляет относительно небольшую неправильных очертаний возвышенность, вытянутую в субширотном направлении. На всех этих участках площади, расположенные севернее, имеют более высокий гипсометрический уровень, что дает право предположить, что здесь проходит рельефообразующий разлом. Субпараллельность и зеркальное соотношение данных уступов в рельефе дна позволяют считать, что эти разломы окаймляют единое, относительно древнее горстовое поднятие дна, целостность которого нарушена как наложившимися более поздними разломами, так и длительной эрозией.

Севернее этой горстовой возвышенности, по-видимому, располагается примыкающий к ней узкий прогиб, о чем можно судить по сближению двух ветвей изогипсы 4500 м, огибающей Гавайский хребет на участке между островной и подводной частями хребта. Дополнительным критерием для предположения о существовании здесь прогиба будет петлеобразный изгиб изогипсы 5000 м у западной границы района. Восточнее прогиб не прослеживается — он или не обладал большой протяженностью, или же это понижение дна уже компенсировано осадками (см. усл. зн. 2). По всей вероятности, рельефообразующий разлом проходит и вдоль северной границы рассматриваемой площади, иначе неясно, почему южная граница двух участков, ограниченных изогипсой 5000 м, приурочивается к одной общей линии (усл. зн. 3).

Следующим по возрасту является субмеридиональный разлом, пересекающий всю площадь Гавайского свода (усл. зн. 4). С севера на юг он прослеживается по устойчивому превышению восточного борта над западным; это: северная граница возвышенности, оконтуренной изогипсой 4500 м, затем северное окончание площади, ограниченной изогипсой 3000 м и отделяющей одну группу островов от другой; потом линия разлома проходит по западной границе мысообразного изгиба изогипсы 4500 м и, в южной части площади, по западной границе примыкающей к островной части подводной возвышенности, окаймленной изогипсой 4500 м. Для проведения этой линии далее к югу ориентиры отсутствуют. По конфигурации разлома нельзя судить, опускался ли его западный бок или же воздымался восточный, так как он проходит прямолинейно. Отчетливо выраженной второй ветви разлома не установлено. Однако почти параллельно ему в восточной части рассматриваемой площади проходит уступ, ограниченный изогипсой 5000 м. В этом случае это горстовое поднятие. Но уверенно говорить о наличии восточной ветви этого воздымания (если это воздымание) нельзя, так как она проходит близко от внешнего края Гавайского вала и подобная конфигурация изогипсы 5000 м на этом участке может быть обязана только последнему. Относительный возраст этого разлома определяется тем, что по нему смещается вышеописанный субширотный горст (может быть тоже «вал», судя по его значительной ширине?), а сам он, видимо, смещается последующим сводовым под-

нятием, так как южнее места их пересечения данная линия уже не прослеживается.

Более молодые разломы, оконтуривающие: сводовую возвышенность (Гавайский вал), горстовую гряду Гавайского хребта и примыкающий к нему глубоководный желоб, не требуют доказательств, так как они хорошо изучены и установлены как по топографическим, так и по геофизическим данным. Если базироваться на морфометрических признаках, то рельефообразующий разлом, ограничивающий свод, не совсем совпадает с внешним краем вала (усл. зн. 5). По принятой нами методике он должен более тесно пространственно сочетаться с изогипсой 5000 м, так как именно она по топографическим данным фиксирует неровность рельефа дна. Но может быть в данном случае внешняя граница вала уточнена геофизическими или более детальными топографическими наблюдениями.

Морфоструктура Гавайского горста настолько отчетливо выражена в рельефе, что расположение оконтуривающих его ветвей разлома и по морфометрическим данным определяется более или менее точно. Только если учитывать принятый выше метод проведения линий разломов, его следует продолжить далее к юго-востоку и считать, что вытянутый в субширотном направлении мысообразный изгиб изогипсы 5000 м обязан этому же поднятию, видимо расширяющемуся на этом участке и несколько меняющем свое простираие (немного отклоняясь к западу). Значительно более низкий гипсометрический уровень этой части горста объясняется ее погружением по более молодому перемещению. Линия этого разлома (усл. зн. 8) почти совпадает с южной ветвью субширотного горста, но на востоке, видимо, отклоняется от нее к северу. Однако данных для утверждения этого недостаточно. Само же существование этого уступа установлено точно, по резкому уступу с амплитудой 500 м.

Безошибочно можно было бы провести по морфометрическим критериям и разломы, ограничивающие прогиб (по целому комплексу признаков — параллельности границ горстового поднятия и расположенных к западу от него возвышенностей и цепочечному размещению впадин, разбитых на этом же участке и вытянутых в том же направлении — см. усл. зн. 7).

Наиболее проблематичен из установленных разломов меридиональный горст, так как это будет уже третья система разломов, пересекающихся на данном участке океанского дна, хотя морфометрические критерии для выделения его западной ветви достаточно определены. Простираие этого разлома не позволяет его объединить ни с системой северо-западных разломов, к которым относится Гавайский свод, ни с системой широтных зон разлома. Но на карте Тихого океана к север-северо-востоку от Гавайского архипелага протягивается цепочка подводных возвышенностей, каждая из которых имеет то же направление удлинения. Это до какой-то степени делает вероятным существование системы разломов такого простираия.

Несмотря на то что описываемая методика морфометрического анализа рассчитана на более детальные топографические карты, приведенная схема показывает, что этот метод выявления блоковых структур применим и для расшифровки морфоструктур дна океанов.

Глава 7. ВОЗМОЖНОСТЬ ПРИМЕНЕНИЯ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ИЗУЧЕНИИ РЕЛЬЕФА ПОВЕРХНОСТИ ЛУНЫ

Происхождение рельефа Луны является предметом оживленных дискуссий. Наибольшее количество сторонников имеют метеоритная и вулканогенная гипотезы происхождения лунного рельефа. По мнению

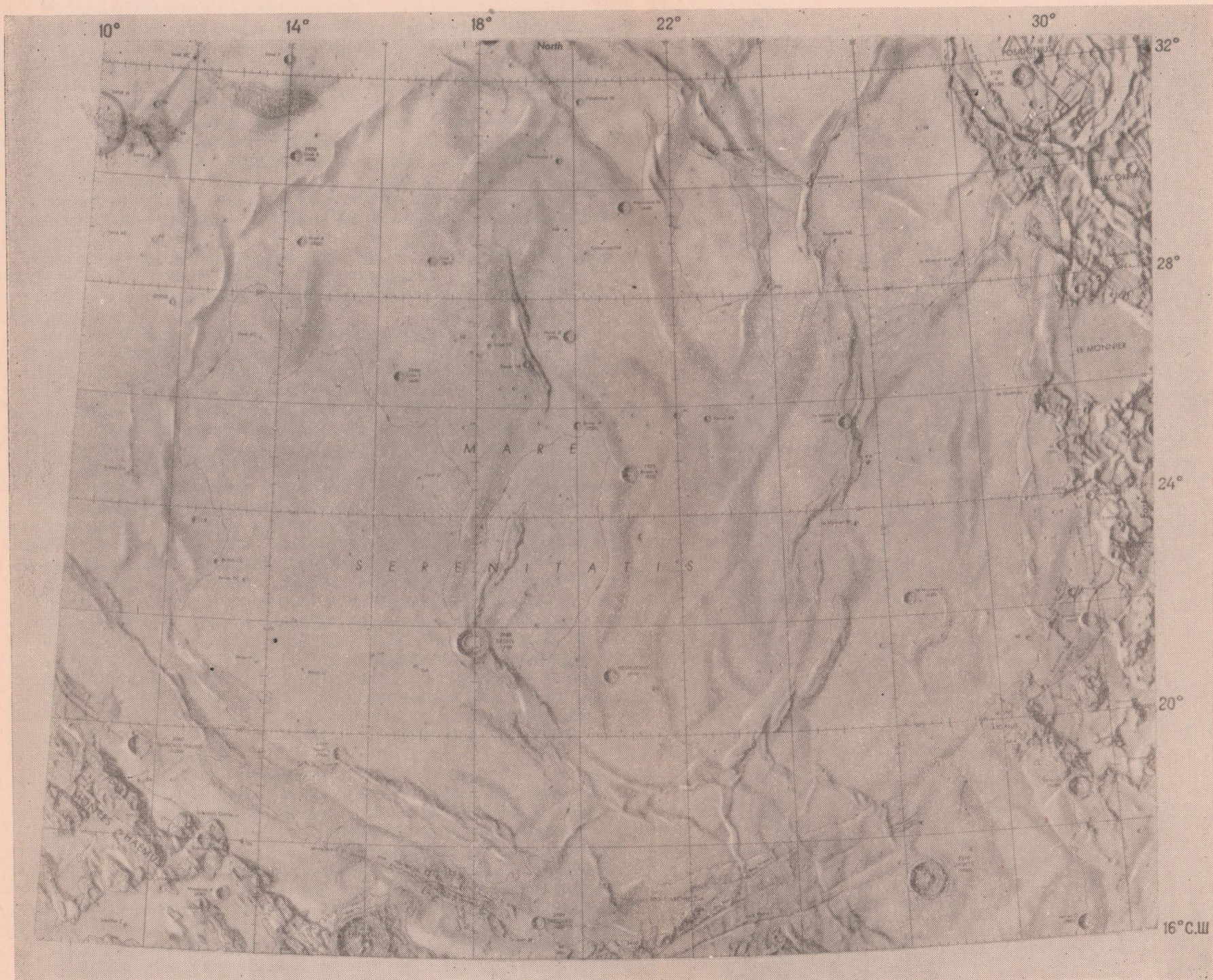


Рис. 50. Карта Луны масштаба 1 : 1 000 000, лист 42, море Ясности (Lunar Chart, U. S., Washington, 1963)

академика В. Г. Фесенкова [51], главное рельефообразующее значение имеют тектонические силы. Того же мнения придерживается П. Н. Кропоткин [16], связывающий формирование крупных форм лунного рельефа с горизонтальными перемещениями.

Морфометрический анализ проведен мною для территории моря Ясности (рис. 50). Площадь моря Ясности в общем изометрична. Восточное и южное обрамления, представленные на рис. 50, являются чрезвычайно расчлененной горной областью с множеством небольших хребтиков различного простирания и протяженности, а также с большим количеством кратеров разной величины и степени сохранности. Особенно много кратеров в горной гряде, ограничивающей море с востока. Видно, что хаотичное размещение отдельных гряд, создающих неровность поверхности этой площади, обязано многократному наложению кратерных воронок, окружающих их валов и связанных с ними радиально расходящихся трещин. Наиболее четко это наблюдается в северной части полосы.

В южной части простирание отдельных горных гряд параллельно границе между ровной поверхностью моря и ее горным обрамлением. В связи с этим видно, что горный хребет разбит системой поперечных нарушений.

О рельефе дна котловины можно судить по расположению горизонталей, проведенных через 300 м: 2100 м, обрисовывающей котловину, и 1800 м, оконтуривающей наиболее пониженные участки дна. Нужно сказать, что эти пониженные участки вовсе не располагаются в центральной части котловины, фиксируя ее постепенное понижение к центральной части. Центральная часть дна залегает в пределах высот от 1800 м до 2100 м, т. е. ее гипсометрический уровень фактически тот же что и в краевых частях. Пониженные участки образуют сегменты, более или менее правильных очертаний на юго-западе и раздробленные на отдельные участки на северо-востоке площади дна. Помимо этого, на площади дна имеется несколько хребтиков, имеющих высоту более 2100 м и обрисовывающих субмеридиональную морфоструктуру, по конфигурации напоминающую деформированный овал.

Изгибаясь параллельно краевой зоне моря, располагаются длинные узкие гряды, высота которых не превышает 300 м. Эти гряды или синхронны по времени образования опусканию дна котловины (каков бы не был взгляд на происхождение этой морфоструктуры, в любом случае это опускание, а не остаточная форма рельефа, обязанная своим более низким гипсометрическим уровнем воздыманию окружения), или же являются более ранними по отношению к ним. Более поздними они вряд ли могут быть — в юго-западном углу площади они как и горная гряда, окаймляющая котловину, смещаются по более поздним поперечным нарушениям.

Среди реликтовых возвышенностей (оставим условно за ними это наименование) по условиям их сохранности можно выделить два типа гряд — выраженные более отчетливо и в значительной мере уже с размытыми очертаниями. Естественно предположить, что последние являются более ранними. Если считать, что хребтики, по простиранию которых обрисовывается деформированная овалоподобная морфоструктура, не являются реликтовыми, так как они имеют более высокий гипсометрический уровень, то в размещении реликтовых возвышенностей можно заметить одну особенность — более размытые линейные возвышенности располагаются далее от края котловины, чем те, которые имеют лучшую сохранность. Косвенно это говорит о неоднократном подновлении этой крупной морфоструктуры, так как реликтовые возвышенности можно (конечно, безусловных доказательств этого нет) трактовать как остатки краевых горных сооружений. Явная размытость очертаний некоторых из них позволяет отнести их к остаточным

формам рельефа — например, в юго-западном углу площади, на окраине морской котловины, сохранились явственные следы крупного кратера; судя по его размерам, вал кратера должен был иметь значительную высоту. В настоящее время от него только с северной и западной сторон сохранились размытые следы и остатки радиальных гряд. Различие в степени сохранности позволяет сделать предположение, что между отдельными этапами формирования котловины проходил длительный промежуток времени. Причем размеры пра-котловины были меньше (судя по окружности, описываемой более размытыми грядами): в следующие этапы формирования контуры опускающейся площади расширились и опускание, которому обязаны современные формы рельефа, было наибольшим по площади. Может быть этим и можно объяснить концентрическое размещение изоаномал силы тяжести на площади моря Ясности [16, 38]. Ведь современный рельеф дна моря не имеет такого строения.

Рельеф дна котловины обязан не только ее опусканию, но и другим перемещениям, часть из которых лишь частично захватывает ее. Все опускания, отвечающие по конфигурации площади моря, и те, что фиксируются в современном рельефе, и значительно более ранние, от которых остались лишь реликты, являются доминирующими для этой морфоструктуры. Вероятно именно они оказали наибольшее влияние на рельеф глубинных оболочек лунной коры, а потому и отражены в характере гравитационного поля.

Для того чтобы легче было разобраться в морфоструктурах второго порядка, характеризующих строение рельефа дна котловины, нами была построена схема размещения разновысотных участков (рис. 51). В состав площади выше 2400 м входят также участки со значительно большей высотой, но уточнять их не было необходимости, так как рассматривались морфоструктуры котловины, а не ее горного обрамления. Кроме того, рисунок горизонталей в пределах последнего настолько сложнее, что эти морфоструктуры или нужно рассматривать в более крупном масштабе, или при ином сечении горизонталей.

Рельефообразующие перемещения в пределах рассматриваемой части лунной поверхности восстанавливались по тем же предпосылкам, что и для вышеописанных участков земной поверхности — по разнице гипсометрических уровней соседних участков. Предварительного выделения блоков тектонического рельефа не производилось, так как если принять за минимальную разницу высот амплитуду между сечением горизонталей, то нарезаемые ими участки поверхности будут соответствовать искомому разновысотным площадкам. Конечно, это возможно только в том случае, если сечение между горизонталями настолько велико, что не отражает мелких эрозионных форм рельефа поверхности. Здесь сечение горизонталей проведено через 300 м. В дальнейших построениях эта величина принята за порядок, меньшая — за половину порядка. Более точный подсчет амплитуды при сечении горизонталей, равному принятой минимальной разнице высот, невозможен, так как точную величину превышения одного участка над другим установить нельзя.

Наиболее поздними рельефообразующими разломами являются нарушения: а) проходящий в северо-западном направлении и пересекающий площадь морского дна по диагонали (усл. зн. 5) и б) кольцевой оваловидный разлом, заходящий в пределы рассматриваемой территории своей южной частью (усл. зн. 6). Возрастные соотношения этих разломов по имеющимся данным определить трудно в связи с тем, что они пересекаются без смещений. Первый из них восстановлен по деформации центральной овалоподобной структуры, а также по разнице гипсометрических уровней контактирующих по нему участков в юго-восточном углу площади. Ввиду того что севернее, вдоль этой ли-

нии, не наблюдается перепада высот, равного 300 м, амплитуда перемещения принята за половину порядка. Судя по конфигурации этой линии разлома, можно предположить, что подвижным был восточный бок, который, следовательно, и был приподнят. Второй разлом, подковообразной линией пересекающий северо-западную часть площади, проведен с большими основаниями — всюду вдоль него участки, относящиеся к внутреннему контуру, приподняты на порядок, из чего мож-

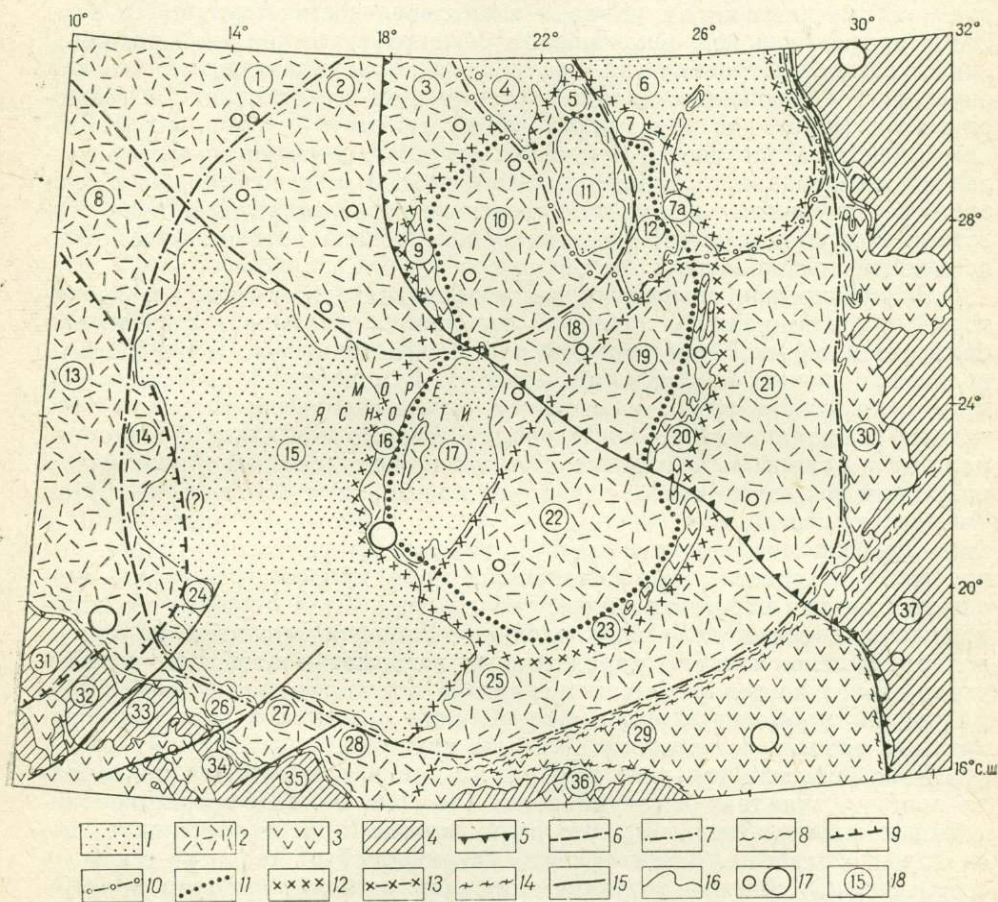


Рис. 51. Схема размещения разновысотных участков и рельефообразующих разломов в пределах моря Ясности.

1 — участки с гипсометрическим уровнем поверхности ниже 1800 м; 2 — то же, 1800—2100 м; 3 — то же, 2100—2400 м; 4 — то же, выше 2400 м; 5—14 — рельефообразующие разломы; 15 — наиболее поздние нарушения; 16 — горизонтали, разграничивающие разновысотные участки; 17 — кратеры; 18 — номера блоков (?) тектонического рельефа

но заключить, что по нему произошло сводовое воздымание оконтуренного им участка. Конечно, линия разлома может быть несколько смещена относительно ее истинного положения. Во-первых, сама по себе горизонталь не показывает места наиболее крутого участка склона, это прежде всего уровень определенной высоты среза поверхности, хотя до какой-то степени о положении уступа на этом основании можно судить (а если горизонталей много, то очень точно). Во-вторых, где проводить линию разлома — соединяя крайние выходы приподнятых участков или по крайним выходам опущенных? Вероятно, учитывая разрушающее действие эрозии, последнее было бы более правильным. Однако я в своих построениях более руководствовалась самой конфигурацией контакта разновысотных участков, проводя линию разлома

по ее более спрямленным участкам, тем более если они приурочивались к одной линии.

Немного более ранним будет кольцевой разлом, опоясывающий рассматриваемую морфоструктуру, в связи с чем значение этого разлома как рельефообразующего особенно велико (усл. зн. 7). Собственно пересекаясь с вышеупомянутыми разломами, он также не смещается, т. е. их возрастные взаимоотношения неясны. Но целостность главного кольцевого разлома нарушена самыми молодыми разломами (усл. зн. 14), поэтому условно им придана такая последовательность. На всем своем протяжении кольцевой разлом фиксируется отчетливой разницей высот: всюду внутренние участки опущены, что характеризует его как опускание. Исключением является участок, где это опускание сочетается с воздыманием по ранее упомянутому разлому (см. усл. зн. 6). Видимо, действие последнего привело к тому, что весь этот участок оказался выше уровня горизонта с отметкой 1800 м, а потому даже если здесь и есть перепад высот, он на рисовке горизонталей мог и не сказаться. Линия кольцевого разлома ориентирована на этом участке по цепочке мелких кратеров.

Следующим по возрасту будет кольцевой разлом (усл. зн. 8), который, судя по радиусу кривизны его линии, охватывает значительно большую площадь, чем главный для морфоструктуры моря Ясности кольцевой рельефообразующий разлом. В виде очень выположенной дуги, открытой на север, он отделяет южное горное обрамление от остальной площади района исследования. Его можно классифицировать как более ранний на том основании, что при пересечении с рельефообразующим разломом северо-западного простирания (см. усл. зн. 5) он смещается, тогда как главный кольцевой разлом при пересечении с этим же разломом не смещается. По конфигурации этого крупного, выходящего за пределы морфоструктуры моря Ясности, рельефообразующего разлома отчетливо видно, что по нему была опущена расположенная к северу от него часть площади. Вероятно, это даже не просто разлом, а целая система параллельных разломов — южнее его установлено несколько цепочек горных гряд. Но для понимания процесса формирования морфоструктуры моря Ясности его можно классифицировать как разлом, по которому она была опущена.

Явно более ранним является разлом, по которому была приподнята крайняя западная часть площади (усл. зн. 9). Его возрастное положение определяется тем, что он смещается при пересечении вышеописанного разлома. В рельефе рассматриваемой площади он с юга на север фиксируется по следующим признакам: более высоким положением блока 31 относительно среднего уровня блока 32, то же, блока 13, относительно блока 24 и блока 14 относительно блока 15. Далее эта линия проведена ориентировочно — во-первых, с учетом кривизны этой линии на других участках, а во-вторых, основываясь на размещении кратерных воронок на этом участке. Сочетание разновысотных участков на площади блока 14 показывает, что на этом участке не установлен еще какой-то рельефообразующий разлом, вероятно еще более ранний.

Весьма приближенно определен контур опускания по разлому, расположенному в северо-западной части площади (усл. зн. 10). Опускание этой части моря Ясности несомненно — она сильно опущена, несмотря на воздымания, которым она подверглась на поздних стадиях процесса рельефообразования. Но общие контуры опущенного участка какие-то ускользающие от точного геометрического определения.

Еще более ранними являются разломы, в результате которых была сформирована овалоподобная структура, осложняющая дно котловины, так как они явно смещаются по упомянутому выше разлому. Эта морфоструктура прослеживается в виде цепочки узких гряд. Там, где

эти гряды пересекают площадь, находящуюся ниже уровня горизонта 2100 м, они оконтуриваются горизонталью с отметкой 2400 м. Там же, где они располагаются на участках ниже уровня 1800 м, они окружены изогипсой 2100 м. Наличие такой прихотливой цепочки возвышенностей правдоподобнее всего объяснить сочетанием двух рельефообразующих перемещений: вначале сводового поднятия (усл. зн. 12), затем опускания (усл. зн. 11), при этом контуры последнего были значительно смещены к центру этой морфоструктуры.

Такое сочетание сводовых воздыманий с осложняющими их структурами опускания вообще очень характерно, но обычно опускается только центральная часть свода и от воздымания остается один или несколько серповидных горных хребтов. Однако это характерно для земного рельефа и в данном случае является только предположением.

Наиболее ранним, судя по характеру пересечений с другими рельефообразующими разломами, является разлом пересекающий дно моря Ясности в северо-восточном направлении. По конфигурации разлома трудно судить, какой бок разлома был тектонически активным — мог быть опущенным северо-западный бок, а мог испытать воздымание юго-восточный. Нами условно предположено первое. Общее соотношение отдельных участков площади будет сохранено как при одном, так и при другом варианте характера этого рельефообразующего разлома. Но если бы пришлось определить исходный уровень поверхности до начала процесса формирования рельефа или характеризовать не относительный, а абсолютный высотный уровень отдельных участков площади, такой допуск мог бы привести к ошибочным выводам. Превышение юго-западного бока разлома на всех его отрезках фиксируется отчетливо (см. усл. зн. 13).

Итак, если базироваться на рельефе поверхности дна моря, последний обязан целому ряду перемещений, из них определяющим для данной морфоструктуры является кольцевой разлом, в общем совпадающий с ее внешними контурами. Примерно сегментарное размещение разновысотных участков дна, что очень явственно бросается в глаза, связано с двумя вкрест расположенными разломами, пересекающими почти по диагонали поверхность котловины. Правильному выражению сегментарности помешали другие тектонические нарушения, осложняющие рельеф дна котловины. Видимо, был опущен блок 29, но очертания этого опускания не ясны.

При проверке результатов морфометрического анализа блоковых структур отдельных участков земной поверхности (см. главу 2) составлялись отдельные разрезы, по которым сопоставлялись отдельные разрезы, по которым сопоставлялись расчетный и фактический профили поверхности. Здесь, пожалуй, этого будет недостаточно, тем более что в общем-то методика анализа рельефа рассчитана на тектонический характер последнего. Поэтому для проверки произведенного построения была составлена расчетная схема строения поверхности всей площади котловины (рис. 52). Уровень расчетной поверхности площади каждого из участков определялся как результат суммирования отдельных перемещений. Этот простой расчет приведен в табл. 7.

Схема расчетного рельефа поверхности была составлена следующим образом: вначале была перенесена с рис. 51 схема расположения отдельных участков (условно я во многих случаях называю их блоками), затем каждый из них был покрыт крапом, соответствующим его расчетному гипсометрическому уровню (см. табл. 7). Как и на схеме, отражающей фактический рельеф поверхности дна котловины, на расчетной схеме строения рельефа было выделено четыре высотных уровня. Так как расшифровывались лишь те разломы, которые повлияли на рельеф дна моря Ясности, те участки, которые не были затронуты опусканиями, в графе «результаты» имеют нуль. Это наиболее высоко

расположенные участки, так как для всех других в результате получены отрицательные значения (иными словами все остальные участки были понижены относительно уровня исходной поверхности). Участки, которые в результате оказались опущенными на половину порядка, составляют следующую ступень рельефа. Это блоки 9, 20 и 30. Все эти участки имеют повышенный гипсометрический уровень — два из них относятся к обрамлению центральной овалоподобной морфоструктуры и окаймлены горизонталью 2400 м; 30-й является восточным горным

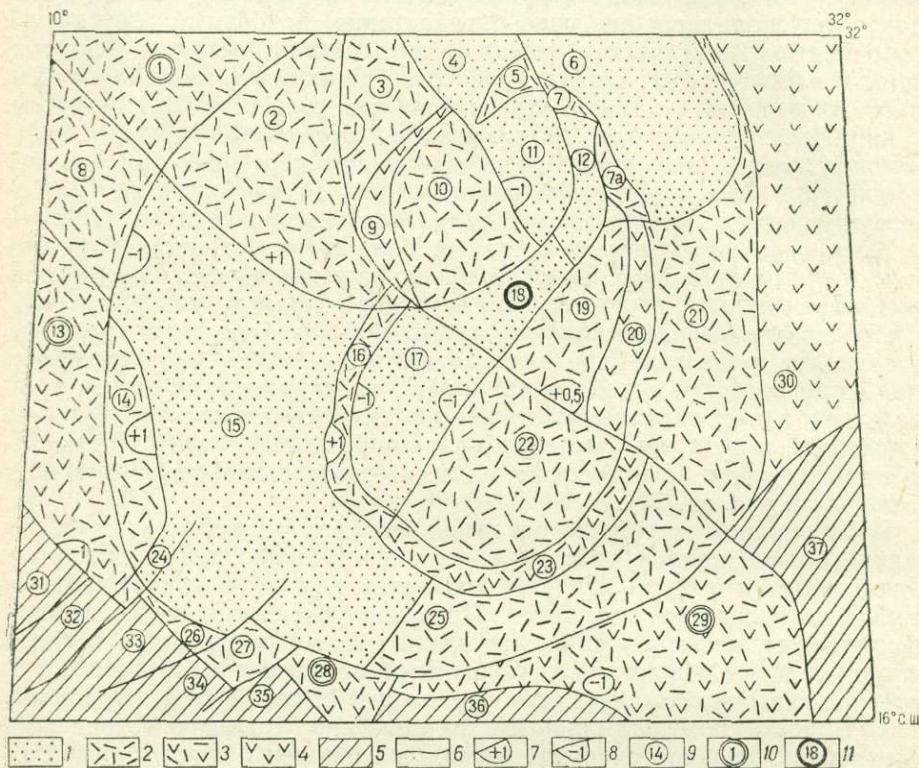


Рис. 52. Схема рельефа поверхности моря Ястности, составленная на основе расчетных данных, с целью проверки произведенных построений.

1 — участки с самым низким гипсометрическим уровнем; 2 — участки, относящиеся ко второй гипсометрической ступени; 3 — участки, относящиеся ко второй или третьей гипсометрической ступени рельефа; 4 — участки, относящиеся к третьей ступени рельефа, развитой за пределами дна моря Ястности; 5 — участки, характеризующиеся наибольшей высотой; 6 — границы между разновысотными участками, проведенные по линиям рельефообразующих разломов; 7 — 8 — знак перемещения по разлому (7 — воздыманье, 8 — опускание); 9 — номер блока (?) тектонического рельефа; 10 — блоки, для которых гипсометрический уровень определен не точно (с большим размахом высот); 11 — блок, для которого гипсометрический уровень определен ошибочно

обрамлением моря Ястности. Блоки, результат перемещения которых оказался равным -1 , нельзя определенно отнести к какой-либо из выделенных гипсометрических ступеней. По своему расчетному высотному уровню они занимают промежуточное значение между второй и третьей ступенями рельефа поверхности. Это блоки 1, 13, 23, 28 и 29. На схеме они выделены особым условным знаком (зн. 3). Блоки, расчетный уровень которых составляет минус 1,5 — минус 2, относятся к предпоследней высотной ступени (усл. зн. 2). Их размещение в точности совпало с расположением соответствующих участков на фотокарте (см. рис. 50 и 51). Блоки с расчетным уровнем $-2,5$ и -3 характеризуют наиболее пониженные участки дна моря. Их размещение также совпало с фактическим, за исключением одного блока — блока 18,

Расчетный уровень поверхности отдельных участков дна моря Ясности

№ блока	Количество		Результат	№ блока	Количество		Результат
	опусканий	подъемов			опусканий	подъемов	
1	2	1	-1	19	3	1,5	-1,5
2	3	1	-2	20	2	1,5	-0,5
3	3	1,5	-1,5	21	2	0,5	-1,5
4	4	2,5	-1,5	22	3	1	-2
5	4	2,5	-1,5	23	2	1	-1
6	4	1,5	-2,5	24	3	—	-3
7	4	2	-2	25	2	—	-2
8	2	—	-2	26	1	—	-1
9	3	2,5	-0,5	27	2	—	-2
10	4	2,5	-1,5	28	1	—	-1
11	5	2,5	-2,5	29	1?	—	-1?
12	5	2,5	-2,5	30	1	0,5	-0,5
13	2	1	-1	31	—	—	0
14	3	1	-2				
15	3	—	-3	32-37	—	—	0
16	3	1	-2				
17	4	1	-3				
18	4	1	-3				

Примечание. Величина 0,5 возникла потому, что один подъем имел амплитуду, равную половине порядка; прочерк означает отсутствие перемещений данного знака.

который относится к следующему высотному уровню. Это является самой большой ошибкой, допущенной при реставрации рельефообразующего процесса, не считая того, что полученная карта рельефа поверхности, которая составлялась с целью проверки правильности дешифровки рельефообразующих перемещений дна моря Ясности, по сравнению с фактической значительно более схематична.

Можно подумать, что как же не быть совпадению, если все предполагаемые рельефообразующие разломы проведены по уступам рельефа или, по меньшей мере, по перепаду высот. Это действительно так, но ведь нужно учесть, что выделенный таким образом рельефообразующий разлом распространял свое влияние на всю площадь перемещенного по нему блока, где находятся участки с самым различным гипсометрическим уровнем. При выделении единичного разлома невозможно учесть, какое влияние он окажет на высоту этих блоков в общей сумме перемещений по всем рельефообразующим разломам. Таким образом, такое совпадение далеко не является само собой разумеющимся.

Реставрировать процесс формирования рельефа горной области значительно сложнее в связи с отсутствием ясно выраженной ориентировки горных хребтов, большим количеством небольших гряд (вернее хребтиков) самого разнообразного простирания, а также локальных возвышенностей, связанных с кратерными валами. Одно ясно — проводить линии тектонических нарушений, пытаясь воссоединить в одну линию мелкие элементы рельефа — отдельные хребтики или трещины, — будет ошибочным. Во-первых, это будет весьма субъективным: при изобилии мелких элементов рельефа и разнообразии их простираний практически можно почти через любую точку горной страны провести линии если не во многих, то в нескольких направлениях. Во-вторых, при такой методике выявления региональных тектонических нарушений совершенно невозможно абстрагироваться от хребтиков, сформированных в обрамлении кратерных и радиальных к ним гряд на внешних склонах вала.

Вероятно и для таких площадей правильнее ориентироваться на размещение крупных элементов рельефа. В качестве примера подобной расшифровки проведен морфометрический анализ листа 43 той же фотокарты Луны. Анализируемая площадь сложена в основном высокогорными участками, среди которых залегают более пониженные участки. Площадь листа была разбита на более или менее однородные участки поверхности. Ориентиром для этого служили не только абсолютные высоты, но и характер микрорельефа, так как обнаруживается прямая связь между ними, при этом характер микрорельефа является значительно более легко устанавливаемым признаком, так как, базирясь на нем, не нужно усреднять высоту участка, учитывая, что высоты кратерных валов не связаны непосредственно с тектоническим высотным уровнем. Еще более правильно принять за высоту блока гипсометрический уровень подножья возвышенностей, генетически связанных с кратерами.

Затем, базирясь на соотношении выделенных разновысотных участков (блоков тектонического рельефа?), были проведены линии рельефообразующих разломов (рис. 53). Самым ранним из них, если судить по тому, что, пересекаясь с другими линиями разломов, он смещается, является рельефообразующий разлом, пересекающий площадь в северо-восточном направлении. Разлом имеет очень большой радиус кривизны и на данном участке почти прямолинеен. Однако легкий изгиб все же позволяет предположить, что это часть дуги кольцевого разлома, по которому была перемещена (опущена) площадь, лежащая внутри этого кольцевого разлома, т. е. подвижным был юго-восточный бок разлома. Таким образом, на первых стадиях формирования рельефа этой области произошло понижение ее юго-восточной части.

Затем опять произошло опускание по кольцевому разлому, но область опускания находилась к северо-западу от первой. Судя по радиусу кривизны этой линии (усл. зн. 2), площадь опускания по размеру лишь немного уступала вышеописанной. По этому разлому была опущена западная часть площади, при этом опускание распространилось более чем на половину района. Эти кольцевые разломы отчасти перекрывались. Участок перекрытия явился областью наибольшего опускания, пересекающей район исследования в северо-восточном направлении. Северо-западный контур этой области более прямолинеен, чем юго-восточный, так как он описан дугой большего радиуса. Если считать, что амплитуда первых двух опусканий примерно одинакова, то в результате их совместного проявления была образована только эта форма рельефа. Остальная часть площади была понижена относительно своего первоначального гипсометрического уровня, но относительная разница высот была уравновешена.

Далее произошло сводовое воздымание восточной части площади, ее большей половины. В северной части этот разлом проявлен достаточно отчетливо, окаймляя с северо-западной стороны высокогорный блок почти прямоугольных очертаний. Южнее он проведен ориентировочно по едва заметной разнице в рисунке рельефа поверхности, с соблюдением сохранности кривизны линии (усл. зн. 4). Этот разлом, по видимому, является частью дуги крупного сводового поднятия.

Затем вновь произошло воздымание почти всей площади по разлому, расположенному у ее восточной границы. От последней он отклоняется в северо-восточном углу площади, где эта линия, плавно изгибаясь, приобретает северо-западное простираие (усл. зн. 5). По разнице высот граничащих по нему участков, с учетом закругления линии, это бесспорно воздымание. Параллельно этой линии, но со значительно меньшим радиусом, расположен дугообразный разлом, отсекающий юго-западный участок площади исследования. Судя по тому, что эта дуга описывает пониженную область, по данному разлому произошло опускание центральной части (усл. зн. 6). Здесь уже обрисовывается процесс формирования одной из частных морфоструктур, не устанавливаемых непосредственно из восприятия рельефа поверхности, так как последний является совокупностью таких элементарных морфоструктур. Здесь сначала произошло сводовое воздымание, а затем центральная часть свода была опущена.

Подобный же процесс устанавливается по сочетанию еще одной сопряженной пары рельефообразующих разломов: воздымания по разлому 7 (проходит у восточной кромки площади) и опускания по разлому 8, ограничивающему северо-западный угол площади (усл. зн. 8).

Так же как и для района моря Ясности, для проверки сделанных построений по полученным данным была составлена расчетная схема поверхности рельефа данной площади (рис. 54). Подсчетная таблица ввиду ее крайней простоты опускается, но из соотношения рельефообразующих разломов результативную высоту каждого участка легко при необходимости проверить. Явно ошибочным является гипсометрический расчетный уровень блока 2 — это горная область, а по расчетным данным здесь располагается пониженный участок. Но было бы странным, если бы такая схематичная реставрация рельефообразующих разломов совершенно не имела ошибок.

* * *

Рельеф поверхности Луны все же очень не похож на земной. И не только по тому, что агенты выветривания активно преобразуют тектонический рельеф Земли, а на Луне новый этап рельефообразования наступает ранее полного сглаживания предыдущих форм (об этой осо-

бенности лунной поверхности пишет В. Г. Фесенков, 1949). Во-первых, на Луне отсутствуют ярко выраженные линейные формы рельефа; столь характерные для земного ландшафта; если на отдельных участках и устанавливается линейность, то, как правило, такие участки являются фрагментами крупной кольцевой структуры с большим радиусом кривизны. Во-вторых, на Земле (исключая зоны региональных линейных прогибов) главенствующей тектонической формой является поднятие, которое затем усложняется наложившимися опусканиями и

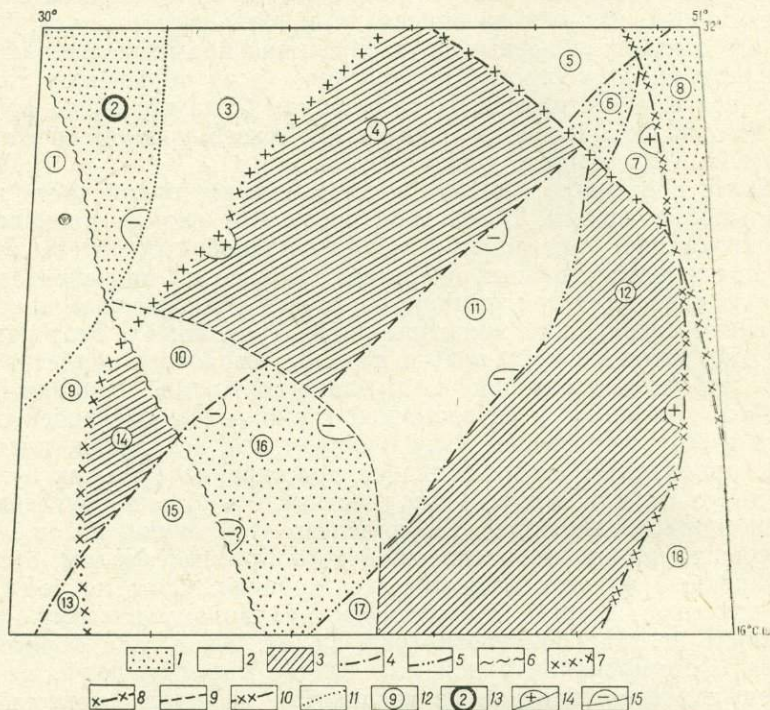


Рис. 54. Схема рельефа поверхности района кратера Макробия, составленная с целью проверки произведенных построений.

1 — наиболее пониженные участки; 2 — участки со средним гипсометрическим уровнем; 3 — участки с наибольшим гипсометрическим уровнем; 4—11 — рельефообразующие разломы; 12 — номер блока (?) тектонического рельефа; 13 — блок, для которого гипсометрический уровень определен ошибочно; 14 — поднятие; 15 — опускание

воздыманиями более мелкого порядка, а на Луне характерные формы рельефа созданы кольцевыми опусканиями изометричной формы (здесь я имею в виду моря, а не кратеры). Это настолько характерно, что говоря о тектоническом процессе формирования рельефа земной поверхности, обычно употребляют термин «горообразование». Одной же из главнейших проблем формирования рельефа Луны является «мореобразование».

Изометричная форма, крутые, но неровные склоны, наличие на последних иногда нескольких обрывов, а также сравнительно ровное дно этих морфоструктур позволяют с большой долей уверенности считать их структурами обрушения и проседания. Я позволю себе высказать мнение об одном из вариантов их возможного происхождения. Так как это пока еще совершенно недоказанное предположение, его описание отделено от фактического материала.

Общеизвестно, какое колоссальное влияние оказывает на историю планетарного развития Земли гравитационное воздействие Луны, реализующееся посредством приливов и приливного трения, вызывающего

торможение вращательного движения Земли. Учитывая соотношение масс Земли и Луны (80:1) воздействие Земли на Луну должно быть соответственно больше.

Не могло бы быть гравитационное воздействие Земли на Луну столь значительным, чтобы преодолеть в какой-то мере силу сцепления в породах лунной коры (поскольку приливные силы обратно пропорциональны кубу расстояния, их воздействие на поверхностные оболочки наиболее сильное)? Это привело бы к вспучиванию громадных участков коры за счет увеличивающейся пористости слагающих ее пород. Сколь ни был бы незначителен этот эффект, при его длительности могли бы сформированы громадные сводовые поднятия, в центральных частях которого пористость достигла бы своего максимума. Каждое сооружение, в зависимости от взаимодействия сил сцепления и гравитационного притяжения, имеет свой предел прочности. Сводовое поднятие могло увеличиваться до тех пор, пока оно не перейдет предела своей прочности в условиях лунного тяготения. После этого неминуемо должны были произойти многократные и обширные по площади проседания (обрушения), более или менее изометричные по форме. Обрушение таких громадных масс не могло не повлиять на плотность подкоровых слоев, вещества которых, также как и породы лунной коры, должно вследствие этого обрушения значительно уплотниться. Это вполне увязывается с размещением аномальных гравитационных полей (масконов), всюду на поверхности Луны приуроченных к площади лунных морей. Я не геофизик, и мне трудно подкрепить высказанное предположение какими-либо доказательствами. Однако одно доказательство этого предположения все же есть — лунные моря, столь широко распространенные на видимой стороне Луны, редки на обратной ее стороне. Это обстоятельство строго говорит об одном: независимо от генезиса этой специфично лунной формы рельефа, причина их возникновения связана с влиянием Земли на Луну, иначе не было бы такой разницы в рельефе этих полушарий. Видимо, это рельеф планеты-спутника, развивающийся в результате взаимодействия с планетой, спутником которой она является.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренный выше опыт применения морфометрического анализа блоковых структур рельефа поверхности показал, что этот метод исследования не ограничен какими-то особыми условиями строения рельефа. Но от строения последнего, конечно, зависит легкость расшифровки, а следовательно, в некоторой степени и надежность построений. В областях молодого горного рельефа, где уступы поверхности вдоль линий рельефообразующих разломов сохранились, можно не только расшифровать последовательность формирования тектонического рельефа, но и определить ориентировочно амплитуду каждого перемещения. Реконструировать рельефообразующие тектонические движения равнинных областей много сложнее — менее контрастны уступы. Как правило, рельеф таких областей более ранний, чем рельеф горных стран, а потому он в той или иной степени, но всегда замаскирован наложившимися эрозийными процессами. Однако в таких областях рельефообразующие разломы обычно являются более протяженными, а потому их можно проследить по комплексу признаков, характеризующих строение рельефа и ландшафтные особенности.

Чем менее денудирована поверхность, чем маломощнее покровы рыхлых молодых отложений, вуалирующих тектонические формы рельефа, тем лучше условия для восстановления последних. Однако на площадях, где это связано не с той или иной степенью длительности про-

цесса выветривания, а со слабой активностью последнего, возникает новая трудность — молодой тектонический рельеф сочетается с реликтовыми формами, оставшимися от более ранних этапов формирования тектонического рельефа. Главным критерием устранения влияния реликтовых форм является малая протяженность окаймляющих их ступеней рельефа и крайняя невыдержанность амплитуды. Судя по опыту применения этой методики, на площади континентов реликтовые формы сохраняются обычно в виде экзотических возвышенностей или впадин и этим довольно легко отличаются от молодых тектонических форм. Вероятно, значительно труднее выделить реликтовые формы рельефа на поверхности океанического дна (за исключением таких участков, как дельты больших рек или других областей, где происходит интенсивное осадконакопление; может быть на таких участках этот метод вообще не применим), где выравнивание неровностей рельефа происходит, как правило, значительно медленнее. Сильно также влияние остаточных форм на рельеф поверхности Луны.

Однако с точки зрения геологической истории формирования рельефа реликтовые формы последнего могут быть очень интересны, так как позволяют судить о степени унаследованности той или иной морфоструктуры.

С помощью данной методики морфометрического анализа можно только произвести реконструкцию процесса тектонического рельефообразования, но нельзя установить причину возникновения этого процесса, так как единственное, на чем базируется эта методика, — это протяженность отдельных элементов рельефа и их наложение друг на друга. И то, и другое может быть вызвано различными особенностями планетарного развития. Собственно это и делает почти универсальным метод анализа процесса рельефообразования — его практически можно применить повсюду, где есть неровности рельефа, независимо от происхождения этих форм.

При разработке этого метода я имела чисто утилитарные цели — возможность использования его результатов при металлогенических исследованиях. Однако, как оказалось, эти результаты можно использовать и при теоретических построениях — изучении процесса формирования тектонического рельефа, выявлении связи формирования рельефа с глубинным строением земной коры и общей связи рельефообразования с другими геологическими процессами. Разработка этой методики морфометрического анализа была бы невозможна, если бы в настоящее время не были так подробно изучены глубинные разломы, идея о которых оказалась плодотворной почти для всех проблем геологии.

Но если расшифровка процесса тектонического формирования рельефа не говорит однозначно о причинах, обусловивших эту перестройку земной коры, то все же она с большой долей уверенности позволяет утверждать, что рельеф этот обязан вертикальным перемещениям отдельных участков земной коры, осуществляемым по зонам глубинных разломов. В некоторых случаях характер пересечений одних разломов с другими позволяет предположить если не вертикальную, то во всяком случае крутую плоскость сбрасывателя. В других случаях рельефообразующие разломы, пересекаясь, настолько смещаются, что это возможно только при наклонном положении плоскости сбрасывателя. В иных случаях амплитуда смещения такова, что следует предполагать горизонтальный сдвиг. Последние также могут характеризоваться длительным развитием, что вызывает увеличение амплитуды смещения пересекаемых им разломов вдоль линии сдвига от поздних к ранним. Отсутствие точных критериев оценки величины горизонтального сдвига и установления крутизны наклона плоскости перемещения является существенным минусом рекомендуемой методики. Вероятно, в дальнейшем кто-нибудь сможет восполнить этот пробел.

Расшифровка процесса формирования рельефа, выявление последовательных стадий его становления показывают, что формы рельефа поверхности — горные хребты, прогибы, впадины, обширные столовые возвышенности, находящиеся на одном гипсометрическом уровне участки равнины или гряды мелкосопочника и другие, которые воспринимаются как самостоятельные индивидуальные элементы, — как правило, не являются таковыми. Они формируются в результате сложного наложения нескольких (а обычно, значительно большого количества) тектонических перемещений. Иначе говоря, морфоструктуры поверхности не соответствуют прямо рельефообразующим структурам. Так, например, серповидно-изогнутый горный хребет может сформироваться не только в результате горстового поднятия, но также путем наложения сводового поднятия и осложняющего несколько сдвинутого по отношению к нему опускания по кольцевому разлому или грабену. Горная впадина, чаще неправильных очертаний (например, смутно вырисовывающегося треугольника), может возникнуть не в результате опускания этого участка, а вследствие того что он образован пересечением линий глубинных разломов; по последним произошли воздымания, но ни одно из них не захватило этого участка, так как он не был расположен на шторе тектонически активного бока разломов. Отсюда одно очень важное следствие — восстанавливая происхождение какой-либо формы рельефа поверхности, как бы четко она ни была обрисована, ее нельзя рассматривать отдельно, без связи с окружающими формами, так как, за редким исключением, она связана с ними генетически.

Интересно отметить, что не только одна морфоструктура в своем развитии использует различные глубинные разломы, хотя нередко подновляются одни и те же, но и один и тот же разлом может быть активизирован при формировании различных морфоструктур. Но совпадают они не на всем протяжении, а на каком-то отрезке той или иной протяженности, переходя с одной линии на другую при их пересечении. Так, например, восточная ветвь разлома 11 (относящаяся к основной морфоструктуре Тургайского прогиба) в южной части совмещается с разломом 18 (южная морфоструктура); разлом 8 (субширотная морфоструктура) совмещен на одном из отрезков с разломом 26 (южная морфоструктура). В этом можно убедиться при рассмотрении рис. 18.

То же установлено и для других рассматриваемых районов.

Из этого можно сделать вполне определенный вывод: рельефообразующие структуры в своем развитии связаны не с каким-либо определенным глубинным разломом, а с определенной группой разломов, и участки, проявившие тектоническую активность при формировании, как бы мигрируют между ними. В то же время один и тот же разлом в одну и ту же эпоху формирования тектонического рельефа, в разные его стадии, может быть активизирован при образовании различных морфоструктур.

И еще — миграция тектонически активных участков (вернее будет сказать зон?) морфоструктуры не вызывается какой-то консолидацией разлома в результате перемещения по нему — эти разломы неоднократно проявляли тектоническую активность как до этого перемещения, так и после него. Например, на территории Тургайского прогиба одни и те же разломы контролировали размещение ареалов осадконакопления в палеозое и становление рельефа в мел-палеогеновое время. Здесь же альб-сеноманский разлом 9 (главная морфоструктура прогиба) почти полностью подновляется в маастрихте (разлом 24), хотя в промежутке между этими стадиями развитие морфоструктуры происходило по линиям других глубинных разломов (см. рис. 18).

Таким образом, каждая рельефообразующая структура имеет сложный внутренний рельеф, обусловленный миграцией тектонически

активных участков в период ее формирования, если рассматривать какой-либо один этап (например, мел-палеогеновый для Тургайского прогиба; вероятно, к этому же этапу нужно присоединить и неотектонические движения). С учетом геологических данных было установлено, что морфоструктура Тургайского прогиба, как меридиональная зона опускания начала формироваться в девоне, если не считать опускания его северо-западной части в силуре. При этом, учитывая перемещение площадей осадкообразования, можно констатировать, что центральная часть прогиба в раннем карбоне проходила восточнее, чем в девоне, а в мел-палеогеновое время восточнее, чем в раннекаменноугольную эпоху. При этом периоды опусканий сменялись периодами преобладания восходящих движений, что фиксируется отсутствием отложений, соответствующих по времени этим периодам. Следовательно, морфоструктура Тургайского прогиба является длительно живущей, развивается спорадически и в своем развитии перемещалась к востоку. Учитывая, что размеры современной структуры Тургайского прогиба значительно превышают размеры прогибов палеозойского возраста, вернее будет сказать, что мигрировала ось прогиба. То же относится и к другим рассмотренным районам. Везде устанавливается отчетливая миграция морфоструктур или их тектонически активных участков и одновременно с этим устойчивое положение зон глубинных разломов.

В какой-то мере это показывает отсутствие генетических связей между глубинными разломами и процессом формирования тектонического рельефа. Однако зависимость этого процесса от перемещений по глубинным разломам совершенно очевидна, это уже давно является почти общепринятой точкой зрения, доказано геофизическими данными и является основой данной работы. Мне кажется это противоречие разрешимо, если считать, что зоны разломов имеют значительно более глубинное заложение, чем зона, в которой локализуются напряжения, при реализации которых возникают тектонические подвижки, формирующие рельеф.

Некоторые исследователи (В. Е. Хаин, В. В. Пиотровский, И. А. Одесский и др.) связывают возникновение тектонических форм рельефа с волновыми движениями земной коры, выражающимся тенденцией к воздыманию или опусканию какого-либо ее участка. Подобные напряжения, претворяясь в соответствующие движения, должны преодолеть значительное сопротивление консолидированных масс. И можно предположить, что сеть глубинных разломов образует те ослабленные зоны, вдоль которых под влиянием определенно направленных сил происходит разрыв сплошности горных пород (иными словами по зонам глубинных разломов происходит реализация волновых движений). Таким образом, морфоструктуры оказываются обрамленными длительно живущими глубинными разломами.

Но встает вопрос, почему сеть глубинных разломов того или иного района близка по конфигурации рельефообразующим структурам этого же района? Например, линейные, меридионально-вытянутые зоны глубинных разломов на площади Тургайского прогиба и такое же простираение основной рельефообразующей морфоструктуры. И почему на платформе при линейном простираении зон глубинных разломов широким пространением используются кольцевые зоны нарушений? И можно ли последние считать глубинными разломами? Все это требует для своего разрешения новых данных и новых методов обработки материала.

Среди установленных в процессе работы рельефообразующих структур можно выделить следующие их типы.

1. Структуры, не относящиеся к основной морфоструктуре, которой обязаны основные черты тектонического рельефа данного региона; они на порядок или более крупнее этих структур и в пределы дан-

ной морфоструктуры заходят только своей небольшой частью. Это относительно узкие, но чрезвычайно протяженные зоны поднятий, выраженные в рельефе местности или горстовыми возвышенностями, или сводами и куполами различных размеров. В совокупности они образуют валобразное поднятие неправильных очертаний. Случайно или нет, но на площади рассмотренных районов эти наиболее крупного плана рельефообразующие морфоструктуры имеют субширотное простирание и являются поперечными по отношению к определяющей морфоструктуре. Судя по характеру такой зоны, на территории рассмотренного района Северо-Востока СССР они отвечают зонам наиболее глубинного заложения. И опять не знаю, случайно или нет, но в изученных районах эти зоны характеризовались устойчивой тенденцией к воздыманию не только на последнем этапе перестройки тектонического рельефа, но и в прошлые геологические эпохи.

2. Определяющими морфоструктурами, которым обязан своим характерным обликом рельеф местности, являются:

а) линейные структуры сложного строения, формирующиеся в течение длительного времени посредством последовательного ряда перемещений по субпараллельным зонам глубинных разломов; б) сводовые воздымания разнообразных размеров и формы (овалоподобные или более или менее изометричные), как правило, сопрягающиеся с опусканиями по кольцевым нарушениям.

Анализ материала показал, что не во всех случаях кольцевые рельефообразующие разломы характеризуются длительным развитием. Возможно, что им не отвечают глубинные расколы фундамента. Интересно, что последовательные ряды таких сводов, перекрывающих друг друга, часто расположены так, что к ним можно провести общую касательную. Иногда такая касательная линия, кроме того, проявляется как самостоятельный рельефообразующий разлом. Возможно, что и в иных случаях положение линии, являющейся касательной к нескольким сводовым возвышенностям характеризует положение глубинного раскола фундамента.

Определяющие морфоструктуры имеют сложное внутреннее строение, так как формируются в результате сочетания различных тектонических перемещений, нередко разного знака и различных по площади. Для некоторых районов существует одна такая рельефообразующая структура, как например, для Тургайского прогиба. В других районах происходит сложное сочетание нескольких более или менее равноценных по своему рельефообразующему значению структур (районы Юго-Запада Сибирской платформы и Северо-Востока СССР).

3. Морфоструктуры (грабены или горсты), формирующиеся непосредственно вдоль зон глубинных разломов, часто являющиеся секущими по отношению к господствующей морфоструктуре.

4. Морфоструктуры более мелкого плана, осложняющие рельеф.

Рельфообразующие перемещения по глубинным разломам, несмотря на то что они, по-видимому, зарождаются в относительно высоких горизонтах земной коры, распространяются и на глубинные зоны последней, так как такие зоны фиксируются геофизическими аномалиями. Конечно, глубина, на которую проникают отдельные перемещения, различна. В проведенных исследованиях о глубине заложения того или иного разлома судилось по совместной интерпретации морфометрических и геологических данных и более на основании логических заключений, чем по каким-либо определенным признакам. Это также является одним из недоработанных элементов рекомендуемой методики морфометрического анализа.

Главное — метод анализа строения рельефа поверхности не только позволяет реставрировать процесс формирования тектонического рельефа, но и сделать заключение о характере блоковых структур фунда-

мента, что в совокупности с геологическими данными расширяет представления о геологическом строении района.

Возможность применения результатов морфометрического анализа при изучении того или иного вопроса геологического строения (проявлений магматизма, размещения ареалов осадконакопления, тектонического районирования, характера рельефообразующих процессов прошлых геологических эпох) рассмотрена выше, в соответствующих главах. Там же по небольшому опыту проведенных работ сделаны заключения о связи некоторых геологических процессов с вертикальными перемещениями земной коры. В каждом отдельном случае эти исследования основывались на особенностях геологического строения лишь одного из рассмотренных районов, и потому трудно сделать обобщающее заключение, не повторяя уже сказанного. Поэтому вопросы связи рельефообразующих перемещений с другими геологическими явлениями в этом заключении не рассматриваются.

Но один вывод из их сопоставления с другими геологическими процессами здесь необходимо сделать — последняя эпоха рельефообразования была уникальной по своим масштабам, так как в это время активизировались почти все глубинные разломы, почти по всем из них происходили тектонические подвижки, зафиксированные в формах современного тектонического рельефа. Об этом можно судить по тому, что большая часть линий, контролирующая размещение геологических образований прошлых геологических эпох, были выявлены как линии рельефообразующих разломов при проведении морфометрического анализа. О том, что это особая эпоха планетарного развития, говорит также то, что (несмотря на большой размах вертикальных перемещений) они, в противоположность таким движениям прошлых геологических эпох, не сопровождалась, как правило, магматической деятельностью.

ЧАСТЬ II

Развитие блоковых структур фундамента, как показано выше, оказывает значительное влияние на формирование различных осадочных и магматических образований, особенно на их пространственное положение. Следовательно, размещение эндогенных и осадочных месторождений полезных ископаемых, хотя бы косвенно, через вмещающие их породы связано пространственно с глубинными разломами, разграничивающими блоки фундамента. В таком случае изучение морфоструктур и особенностей их развития можно применить при поисках полезных ископаемых.

В очень широких масштабах проводятся морфометрические исследования в металлогенических целях на территориях Приморья, Северо-Востока СССР и Забайкалья под руководством М. А. Фаворской и И. Н. Томсона [30]. В пределах этих металлогенических провинций выявлено размещение зон глубинных разломов и характер связи с ними рудных зон, узлов и месторождений. Результаты исследований настолько интересны, что авторы применили этот метод и для изучения некоторых других металлогенических провинций мира. Это позволило М. А. Фаворской [49] сделать далеко идущие выводы. Подчиненность рудоконтролирующих зон разломов определенным системам тектонических нарушений М. А. Фаворская трактует как доказательство принадлежности этих систем к планетарным зонам разломов. Она считает, что общие закономерности размещения месторождений полезных ископаемых в ближайшем будущем должны изучаться с позиций глобальной геологии.

Если связь блоковых структур с эндогенными и осадочными месторождениями полезных ископаемых косвенная, то с месторождениями кор выветривания, самая непосредственная, так как формирование хорошо проработанных кор выветривания обусловлено формами палеорельефа. Последовательность становления последних несомненно может также способствовать выявлению участков, наиболее благоприятных для образования россыпных месторождений.

Для поиска нефтяных и газовых месторождений также широко применяется специально разработанный с этой целью метод морфометрического анализа; применяется он весьма успешно, но поскольку он значительно отличается от описанного выше, этот вопрос здесь рассматриваться не будет. Ниже с различной степенью детальности и достоверности будет охарактеризовано применение рекомендуемого морфометрического метода при поисках полезных ископаемых и рассмотрены его перспективы.

Глава 1. ПРИМЕНЕНИЕ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ ПРИ ПОИСКАХ БОКСИТОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Формирование бокситовых месторождений контролируется в основном тремя факторами, независимо, от того, принадлежат они к геосинклинальному типу или платформенному: а) климатом эпохи фор-

мирования продуктивных кор выветривания; б) составом субстрата, на котором образуются коры выветривания и в) палеорельефом области корообразования, благоприятностью его форм и их последующего изменения для карстообразования и захоронения возможных бокситоносных отложений.

Из упомянутых рудоконтролирующих факторов с помощью топографических карт можно установить эволюцию форм тектонического рельефа, их становление и последующие изменения, как это было сделано выше для четырех регионов с различным геологическим строением. Два из них являются бокситоносными провинциями, в пределах которых бокситовые месторождения залегают в основании рыхлого платформенного чехла, т. е. имеют позднемеловой — палеогеновый возраст. При наличии известных месторождений бокситов климатические условия как рудоконтролирующий фактор априорно были благоприятны для всей рассматриваемой территории, поскольку этот фактор является планетарным. Состав фундамента при наличии геологической карты также известен. Таким образом, наиболее трудно определить размещение участков, последовательное изменение форм рельефа на которых способствовало бы формированию хорошо проработанных кор выветривания, карстообразованию и захоронению перспективных отложений. Последние два обстоятельства имеют чрезвычайно большое значение для образования месторождений бокситов, так как бокситоносные отложения отличаются малой механической прочностью и могут захорониться лишь во впадинах эрозионного рельефа, под покровом более молодых отложений. Отсюда ясно, что важно не только восстановить палеорельеф в общих чертах, придав ему какую-то условную статическую форму, но и проследить все стадии его изменения. Последнее, как было показано выше, можно восстановить, основываясь на реликтах тектонического рельефа на современной поверхности и пользуясь отображающей их топографической картой.

Обработка данных морфометрического анализа топографической карты может производиться несколькими путями. Для Тургайской бокситоносной провинции использован метод совмещения карт палеорельефа различных бокситоносных эпох, для юго-запада Сибирской платформы был проведен последовательный анализ благоприятности площади каждого блока тектонического рельефа на всех стадиях его становления.

Составление палеогеоморфологической основы для карты прогноза на бокситы путем совмещения схем палеорельефа для различных этапов формирования тектонического рельефа. В главе 2 первой части были описаны схемы палеорельефа территории Тургайского прогиба для трех эпох — апт-альбской, альб-сеноманской и туронской, а также охарактеризована методика их составления, так что здесь этот вопрос опускается.

Почти всю территорию прогиба на протяжении рассматриваемых веков можно охарактеризовать как длительно живущую денудационную равнину, отдельные участки которой развивались различным путем. Исключением является южная часть площади, которая в течение длительного времени являлась областью аккумуляции.

В пределах длительно живущей денудационной равнины, сопоставляя указанные схемы палеорельефа (см. рис. 31, 33, 35), в крупном плане можно выделить площади, отличающиеся большей или меньшей тектонической стабильностью, и площади с беспокойным тектоническим режимом, причем каждая из этих площадей делится на зоны, отличавшиеся друг от друга по гипсометрическому уровню в тот или иной период формирования тектонического рельефа.

Тургайский прогиб является крупной тектонической структурой меридионального простирания. Позднемеловые и палеогеновые опуска-

ния также происходили по субмеридиональным глубинным рельефообразующим разломам. Однако эти нисходящие движения осложнялись поперечной морфоструктурой, имеющей, по-видимому, более крупный порядок и уходящей за пределы территории прогиба как на запад, так и на восток. Эта поперечная структура характеризовалась в течение длительного времени (по крайней мере, начиная от раннего палеозоя до позднего мезозоя и палеогена включительно) тенденцией к воздыманию, благодаря чему в ее пределах возникали купольно-сводовые структуры различного масштаба. Образование таких положительных структур происходило также в позднем мелу и палеогене, при формировании тектонического рельефа этой области. Нисходящие движения здесь компенсировались отчасти восходящими перемещениями, благодаря чему на этой площади денудационный уровень равнины существовал более длительное время, чем к северу и к югу от нее.

Таким образом, если районировать территорию Тургайского прогиба по устойчивости форм палеорельефа, ее следует подразделить на три поперечных к простиранию тектонических структур прогиба области: северную, срединную и южную. В северной и южной (особенно в пределах последней) гипсометрический уровень поверхности был изменчив, и условия, отвечающие денудационной равнине, существовали лишь спорадически. В срединной части, вообще-то более подвижной, так как здесь проявлялись опускания по субмеридиональным разломам и сводовые воздымания, гипсометрический уровень равнины был более постоянен, так как положительные и отрицательные рельефообразующие подвижки компенсировали друг друга. Сохранению этой части прогиба на уровне денудационной равнины на большей части позднего мела способствовало также то, что некоторые опускания, языкообразно заходившие на территорию Тургайского прогиба с севера и юга, не достигали его срединных частей. Опускания по рельефообразующим разломам в восточной части территории прогиба были более интенсивными и не везде они компенсировались подъемами отдельных блоковых группировок. Поэтому область более устойчивого существования денудационной равнины наибольшую протяженность в меридиональном направлении имеет в западной части прогиба, простираясь вдоль его краевой зоны. По направлению к востоку эта область выклинивается, и в восточной половине длительное существование примерно одинакового гипсометрического уровня характерно лишь для небольших изолированных участков площади.

Внутри этой более стабильной области выделяются отдельные зоны, несколько отличающиеся между собой по эволюции форм тектонического рельефа.

В южной части Тургайского прогиба, как уже было упомянуто, располагалась область аккумуляции. Ее наиболее южные участки обладали наиболее устойчивой тенденцией к опусканию. Участки, оконтуривающие эту область с северо-запада и северо-востока, неоднократно меняли свой гипсометрический уровень и временами даже находились выше уровня седиментации.

Как видно, развитие тектонического рельефа в пределах Тургайского прогиба отличалось разнообразием, а если учесть, что нужно рассматривать также рельеф послерудных эпох (в целях выявления условий сохранности перспективных отложений), то получится, что для выявления контроля бокситовых месторождений развитием палеорельефа необходимо оперировать большим количеством данных. В этом случае для обработки материала с целью получения более объективных данных целесообразно применить машинную технику, что и было сделано. Безусловно, поскольку на территории Тургайского прогиба известно некоторое количество различных бокситовых проявлений, прогнозные построения, основанные на выявлении ситуации, аналогичной участкам,

содержащим бокситопроявления, можно провести и без применения ЭВМ, но при том количестве данных, которые необходимо учесть, это бы было менее точным.

Для возможности машинной обработки материала была составлена таблица, в которой все блоки тектонического рельефа были охарактеризованы по их гипсометрическому уровню в течение трех основных бокситоносных эпох, а также по типу тектонических перемещений в послерудный период времени. При этом сделаны некоторые допущения: на схемах палеорельефа (см. рис. 31, 33, 35) поверхность денудационной равнины подразделена на несколько гипсометрических уровней. В таблице же различаются только два уровня — средний и повышенный. Для апт-альбского времени это подразделение произведено в соответствие со схемой палеорельефа (см. рис. 31). Поверхность денудационной равнины альб-сеноманского и туронского возраста на схемах (см. рис. 33, 35) расчленена на четыре категории — среднего гипсометрического уровня и уровни, возвышающиеся над ним: на один, два и три порядка. Для этих веков в таблице к среднему уровню отнесены самый нижний («средний» уровень на схеме палеорельефа) и уровень, отличающийся от него на один порядок. Поверхности, возвышающиеся над средним уровнем на два и три порядка, отнесены в таблице к участкам, характеризовавшимся в этот период времени повышенным гипсометрическим уровнем.

Детализация гипсометрических уровней аккумулятивной области в таблице не проводилась, так как на любом ее уровне кондиционные бокситы не могли образоваться, вследствие большого притока терригенного материала — ила, алевролитов, песков.

Послерудный период охарактеризован в таблице по трем признакам: а) интенсивное опускание; б) опускание; в) воздымание — без указания возраста рельефообразующих перемещений.

Во всех случаях, из воздыманий учитывались только локальные, проявившиеся на какой-то части территории или на ее отдельном участке. Воздымания всего района в целом не учитывались, так как при этом дифференциации площади не происходило, и по этому признаку один участок не отличается от другого.

В итоге в табл. 8, на основании которой можно было бы определить благоприятность данного типа блока в отношении бокситоносности по палеогеоморфологическому критерию, был охарактеризован в общих чертах рельеф для трех бокситоносных эпох.

Оказалось, что в общем количестве блоков (более 350) можно выделить 51 группировку, отличную от других по одному или более из перечисленных выше признаков.

Все эти данные представлены в табл. 8 в виде, пригодном для машинной обработки, т. е. в двоичной системе: «1» — признак присутствует, «0» — признак отсутствует.

Помимо тех блоков, для которых определялась степень благоприятности палеогеоморфологического фактора, в табл. 8 в качестве объектов обучения были введены блоки, в пределах которых бокситоносность уже установлена. Среди последних было выделено три класса: а) блоки, содержащие месторождения (I класс), б) блоки развития более мелких месторождений и рудопоявлений (II класс) и в) заведомо безрудные. Часть блоков с известными бокситопоявлениями разного масштаба была использована в качестве объектов контроля.

Для решения задачи на ЭВМ графы 8, 9 и 10, обозначающие принадлежность блока в тот или иной период к аккумулятивной области, сказались излишними. Это и понятно, так как содержание этих граф можно логически определить из граф 2—7. В таблице они сохранены лишь для более отчетливой характеристики блоков при ее чтении.

Определение благоприятности палеогеоморфологического фактора для площади отдельных блоков тектонического рельефа, выделенных на территории Тургайского прогиба

Тип блока (см. рис. 55)	Денудационная равнина						Аккумулятивная область			Послерудные перемещения			Результаты определения благоприятности палеогеоморфологического фактора на ЭВМ
	повышенного уровня			среднего уровня			апт — альб	альб — сенoman	турон	интенсивные опускания	опускания	воздымания	
	апт — альб	альб — сенoman	турон	апт — альб	альб — сенoman	турон							

Объекты обучения

I класс

1	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0
2	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	0	0
3	1	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0
4	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	0	1
5	0	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0
6	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0

II класс

7	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0
8	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1	0	0
9	1	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0
10	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1	0	0
11	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	1	0

Безрудные объекты

13	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	0	0
14	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	1	0
15	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0
16	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0
17	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	1	0
18	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	1	0

Определяемые объекты

(площади блоков тектонического рельефа)

12	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0	1	1 класс
19	1	0	0	0	1	1	0	0	0	0	1	0
20	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0
21	0	0	0	1	1	0	0	0	1	1	0	0
22	1	0	0	0	1	0	0	0	1	1	0	0
23	0	0	0	1	0	0	0	1	1	1	0	0
24	0	0	1	0	0	0	1	0	1	1	0	0
25	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	1	0
26	1	1	0	0	0	1	0	0	0	1	0	0
27	1	1	0	0	0	1	0	0	0	0	1	0
28	0	0	0	1	1	1	0	0	0	1	0	0
29	0	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0
30	1	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	0
31	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	1	0
32	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0
33	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0
34	1	0	1	0	1	0	0	0	0	1	0	0
35	1	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0

Тип блока (см. рис. 55)	Денудационная равнина						Аккумулятивная область			Послерудные перемещения			Результаты определения благоприятности палеогеоморфологического фактора на ЭВМ
	повышенного уровня			среднего уровня			апт — альб	альб — сеноман	турон	интенсивные опускания	опускания	воздымания	
	апт — альб	альб — сеноман	турон	апт — альб	альб — сеноман	турон							
36	1	0	0	0	0	1	0	1	0	0	1	0	Безрудный
37	1	0	0	0	0	0	0	1	1	0	1	0	"
38	1	0	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	"
39	1	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	0	1 или 2 класс (?)
40	0	0	1	1	1	0	0	0	0	1	0	0	1 класс
41	1	0	1	0	1	0	0	0	0	0	0	1	Безрудный или 2 класс (?)
42	1	1	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	"
43	0	1	1	1	0	0	0	0	0	1	0	0	1 класс
44	0	0	0	1	0	1	0	1	0	1	0	0	"
45	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	0	0	Безрудный
46	0	0	0	0	0	0	1	1	1	0	1	0	"
47	0	0	0	0	0	0	1	1	1	1	0	0	"
48	0	0	0	1	1	0	0	0	1	0	1	0	2 класс
49	0	0	0	1	0	1	0	1	0	0	1	0	1 или 2 класс (?)
50	0	0	0	1	1	1	0	0	0	0	0	1	1 класс
51	0	1	1	1	0	0	0	0	0	0	1	0	"

Примечания: 1. Определяемые объекты характеризуют группу блоков с одинаковым развитием тектонического рельефа, реже один блок, если отсутствуют другие блоки с подобной сменой рельефообразующих перемещений. 2. Машинная обработка данных производилась в вычислительной лаборатории ВИМС В. У. Дегтяром и М. Я. Финкельштейном, с помощью алгоритма информативного набора на л-мерном кубе.

В результате обработки данных, характеризующих строение палеорельефа, определяемые объекты (блоки тектонического рельефа) были разделены на несколько групп, в соответствии со степенью перспективности:

- 1) блоки, в пределах которых вероятно нахождение месторождений;
- 2) то же, более мелких месторождений и рудопроявлений;
- 3) блоки с вероятной рудоносностью, без определения ее масштаба;
- 4) блоки неблагоприятные для оруденения;
- 5) то же, условно, так как отличие от блоков, характеризующихся наличием рудопроявлений, незначительное.

В число блоков, перспективность которых определялась, вошли также блоки с установленной рудоносностью — в качестве объектов контроля, — о чем уже упоминалось выше. Из 15 объектов контроля (три из них расположены за пределами площади, представленной на рис. 55) для 12 — в их число вошло 6 блоков с месторождениями, 4 блока с рудопроявлениями и 2 безрудных блока — результаты совпали с фактическими данными. Для двух объектов результаты также были правильными, но о точном совпадении говорить нельзя, так как речь идет о тех блоках, перспективность которых осталась неясной по масштабу. Контрольные объекты, с которыми совпали такие блоки, относятся к блокам с развитием рудопроявлений. Поэтому более или менее уверенно их перспективность можно определить по нижнему пределу — т. е. считать их неперспективными в отношении месторождений. В одном случае определение перспектив не совпало с контрольными данными — в пределах этого блока в настоящее время известны только

рудопроявления, а по результатам обработки материала на ЭВМ он отнесен к площадям, на которых может быть выявлено промышленное оруденение.

Такая точность определений, судя по контрольным объектам, говорит прежде всего о высокой значимости палеогеоморфологического фактора контроля бокситоносности. Означает ли это, что иными факторами можно пренебречь? Совершенно ясно, что это было бы неправильно в отношении перспективных блоков, для которых при определении перспектив бокситоносности необходимо также рассмотреть состав пород фундамента (климатические условия априорно были благоприятными, так как рассматриваются перспективы отдельных участков бокситоносной провинции).

Однако на основании данных контроля бокситоносности палеогеоморфологическими условиями можно, не прибегая к другим характеристикам, отделить бесперспективные и малоперспективные блоки, так как несоблюдения одного из обязательных для рудообразования условий уже достаточно для этого. Также однозначно, без привлечения палеогеоморфологических данных, бесперспективные площади могут быть отбракованы и в случае неблагоприятного строения и состава пород фундамента. Здесь следует добавить только то, что при изучении закрытых или трудно доступных площадей провести морфометрический анализ по топографической карте во много раз дешевле и быстрее. Проведение таких работ позволило бы сосредоточить полевые геологические исследования и дорогостоящее бурение на более узко локализованных площадях.

В данном случае разбраковка площади прогиба по палеогеоморфологическим данным привела к значительной локализации перспективных площадей.

Таким образом, в результате морфометрического анализа блоковых структур по топографической карте и обработки этих материалов на ЭВМ была составлена схема оценки перспектив бокситоносности по палеогеоморфологическим данным (см. рис. 55), которая может служить основой для мелкомасштабной карты прогноза на бокситы (для ее преобразования в полноценную карту прогноза на ней нужно отразить состав пород фундамента, с одновременной оценкой перспектив бокситоносности по этому критерию; перспективными будут только те участки, которые будут благоприятны по обоим факторам — палеогеоморфологическому и геологическому).

Как видно из табл. 8, палеогеоморфологическая типизация блоков произведена формально. Блоки лишь разбиты на группы, в пределах которых они характеризуются идентичностью развития тектонического рельефа. Это именно идентичность, а не единство, так как блоки с близким типом развития местами входят в общую структурную группировку, а местами разобщены и даже значительно удалены друг от друга. При этом для каждого типа блоков (1, 2, 3 ..., 49, 50, 51) не составлялась описательная характеристика. Нумерация блоков была проведена в порядке их размещения на карте (слева направо, сверху вниз) и не имеет смыслового содержания. Проведенная типизация говорит только об одном: в общем числе блоков (более 350), выделенных при морфометрическом анализе, выявляется около 50 участков, различавшихся по тектоническому развитию во время процесса рельефообразования. Однако именно то, что каждый блок был охарактеризован индивидуально, и позволило определить перспективность каждого из них методом аналогий с помощью ЭВМ.

Проведенную таким формальным (в данном случае может быть уместнее сказать объективным) методом типизацию площадей можно использовать и для целей тектонического районирования. Так, например, блоки с номерами 23, 35, 28, 30, 31, 35, 37, 38, 41, 45, 46 и 47

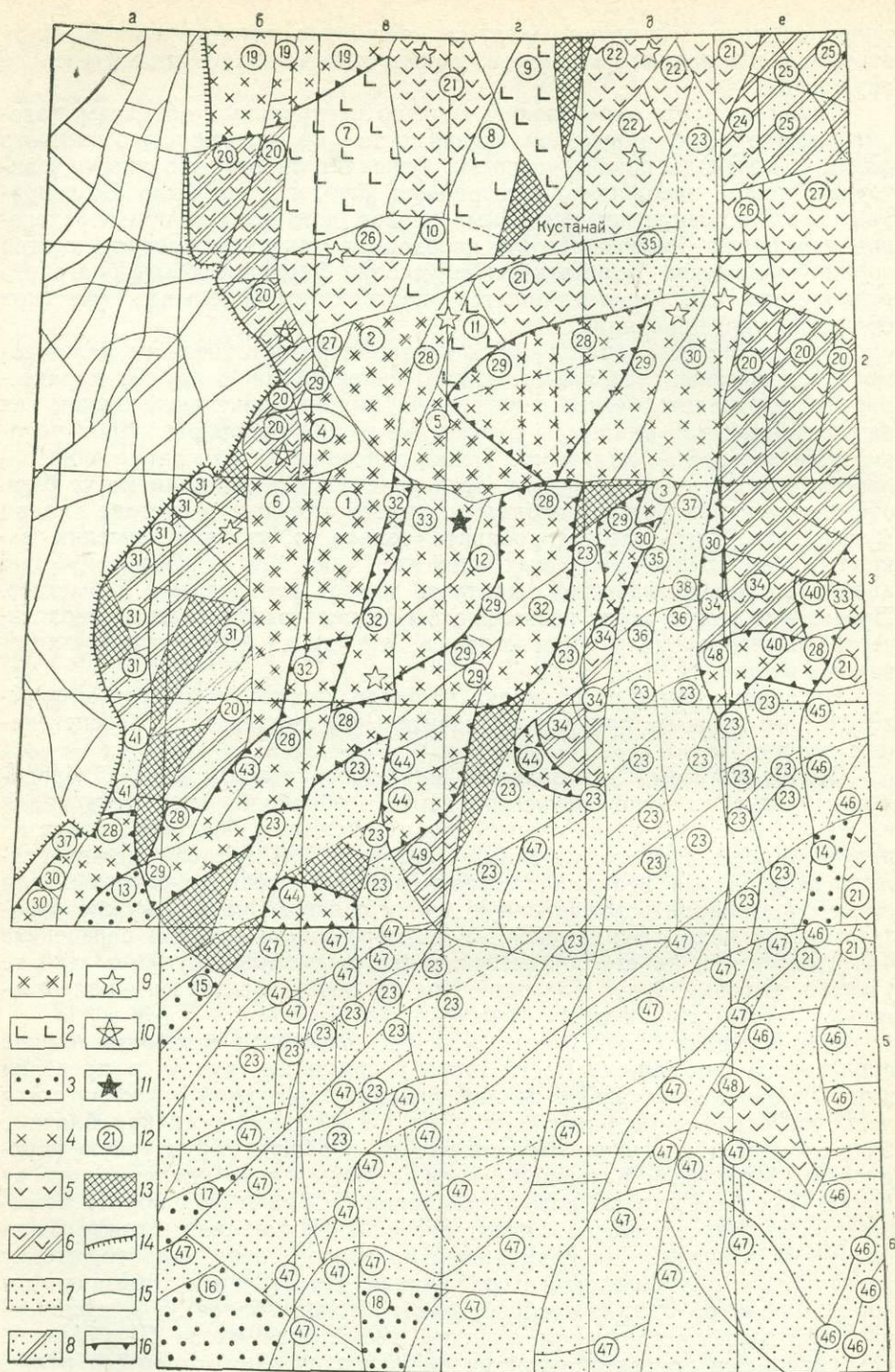


Рис. 55. Схема оценки перспектив бокситоносности по палеогеоморфологическим данным, проведенная с помощью ЭВМ (составила А. В. Орлова, математическую обработку данных произвели В. У. Дегтяр и М. Я. Финкельштейн).

Объекты обучения: 1 — блоки, в пределах которых размещены известные месторождения (1-й класс); 2 — то же, мелкие месторождения и рудопроявления (2-й класс); 3 — заведомо безрудные блоки. Результаты определения: 4 — блоки, благоприятные по палеогеоморфологическим данным для формирования бокситовых месторождений; 5 — то же, мелких месторождений и рудопроявлений; 6 — перспективные блоки, разделение по классам затруднительно; 7 — безрудные блоки; 8 — то же,

являются бесперспективными. Из них блоки с номерами 46 и особенно 47 пользуются наиболее широким развитием. Сосредоточены они исключительно на юге территории Тургайского прогиба и покрывают площадь с устойчивой тенденцией к опусканию. Указанные типы блоков лишь в какой-то период отличались друг от друга интенсивностью этого процесса. Блоки с номером 23 распространены несколько меньше, но зато расположены они на различных участках территории прогиба — на ее северо-востоке, в центральной части и у западного борта. Блоки с этим номером или единичны или образуют группировки из нескольких блоков. Это участки с переменным тектоническим режимом, расположенные на границе зон, характеризовавшихся тенденцией к движению разного знака. Рассматриваемые участки таким образом вовлекались то в воздымание, то в опускание, но чаще подвергались последнему, что и сделало их мало благоприятными для бокситообразования по палеогеоморфологическим данным. То же относится к блокам с номерами 35, 37 и 38, но последние распространены значительно меньше и каждый из них характеризует лишь одну структуру.

Принципиально иную позицию занимают блоки с номерами 25, 31, 37 и 41 — это блоки с устойчивой тенденцией к воздыманию, благодаря чему они часто служили областью сноса.

Остальные блоки являются перспективными. От упомянутых выше они отличаются переменчивостью знака перемещений. При этом для блоков, перспективных в отношении месторождений, опускания и воздымания примерно компенсировались по амплитуде, и поверхность блока более или менее устойчиво сохраняла свой гипсометрический уровень. В течение всех рудоносных эпох (апт-альб, альб-сеноман, турон) эти участки входили в пределы денудационной равнины, и лишь иногда принадлежали к области аккумуляции.

Блоки, перспективные лишь в отношении мелких месторождений и рудопроявлений, можно разделить на два типа: а) блоки с переменным режимом, но с преобладающей тенденцией к воздыманию, благодаря чему они в течение длительного времени подвергались размытию и б) блоки также с переменным режимом, но с преобладанием движений отрицательного знака, вследствие чего эти участки часто служили областями аккумуляции и лишь в течение короткого времени были благоприятны для бокситообразования.

Приведенные выше соображения объясняют причины контроля бокситоносности палеогеоморфологическими условиями и их эволюцией, выявленные столь отчетливо с помощью ЭВМ. Контроль этот характеризуется следующими чертами: а) наиболее благоприятными для формирования месторождений боксита являются денудационные равнины, а в пределах последних участки с относительно низким гипсометрическим уровнем; б) мощность бокситоносных отложений прямо пропорциональна длительности экспозиции данного блока на уровне денудационной равнины.

Большая часть выделенных с помощью морфометрического анализа перспективных площадей уже известна ранее как бокситоносные, за исключением некоторых из них, для которых следует проверить благоприятность геологического строения. Таким образом, данное исследование имеет больше методическое значение, чем практическое. В этом случае детальная изученность региона имеет большое положительное

нечетко отделяющиеся от блоков с рудопроявлениями. Объекты контроля: 9 — результат решения точно совпал с фактическими данными; 10 — то же, частично; 11 — результат ошибочен (объект отнесен к первому классу, фактически принадлежит ко второму). Другие знаки: 12 — тип блока (в зависимости от характера и последовательности смены форм рельефа поверхности, а также интенсивности послерудных опусканий); 13 — реликтовые возвышенности, площадь которых неблагоприятна для бокситообразования; 14 — границы области сноса; 15 — границы блоков тектонического рельефа; 16 — границы площадей, перспективных по палеогеоморфологическому фактору, в пределах которых в настоящее время оруденение не установлено

значение, так как позволяет апробировать надежность методических разработок непосредственно после их проведения. Полученные данные позволяют утверждать, что реконструкция процесса формирования тектонического рельефа с помощью топографических карт может быть широко использована при поисках бокситоносных отложений, залегающих в основании рыхлого чехла, при любом типе современного рельефа и являются достаточно надежными.

Характеристика палеогеморфологического контроля с помощью серии разрезов. Этот методический прием разработан на примере описанного выше района Юго-Запада Сибирской платформы. Восстановление вероятного хода коро- и карстообразования в зависимости от рельефа поверхности и его эволюции сделано на основании того, что их интенсивность и пространственное размещение, помимо климата и геологического субстрата, оказывали влияние на особенности рельефа поверхности — ее расчлененность, гипсометрический уровень на отдельных участках, соотношение их высот, а также устойчивость существования той или иной формы поверхности. Поскольку на этой территории также известны бокситовые месторождения, то климат в эпоху формирования тектонического рельефа (поздний мел — третичный период) априорно был благоприятным для формирования латеритных кор выветривания.

При реконструкции палеорельефа можно также выделить участки возможного захоронения кор выветривания и карстовых выполнений.

Если в описанных выше прогнозных построениях нами применен для выделения перспективных участков метод аналогий, что уже требует некоторой изученности площади, то ниже приведенные построения базируются на теоретических предпосылках относительно условий коро- и карстообразования. Следовательно, подобные прогнозные исследования могут быть проведены в регионах с любой степенью геологической изученности, в том числе и тех, на территории которых в настоящее время бокситоносные отложения не установлены, но палеоклимат которых позволяет надеяться на высокую степень проработки кор выветривания. Район с уже известными месторождениями и рудопроявлениями бокситов нами выбран для разработки этой методики исходя из тех же соображений — возможности быстрой проверки результатов.

Благоприятность отдельных участков (блоков тектонического рельефа) для коро- и карстообразования оценивалась для каждой стадии формирования рельефа отдельно, а потом эти данные суммировались. По совету Б. А. Тюрина нами выделены следующие этапы, характеризующие формирование коры выветривания и развития карста.

а. Развитие коры выветривания на участках, приподнятых относительно среднего уровня поверхности и возвышающихся над соседними — в пределах таких участков можно предположить наличие дренирующей зоны.

б. Интенсивное развитие коры выветривания — условия те же, но разница гипсометрических уровней данного участка и соседних с ним выражена более резко. Предполагается также, что интенсивность развития процесса корообразования на глубину, кроме прочих данных, зависела от общего понижения уровня грунтовых вод, в связи с воздыманием данного участка или опусканием соседних.

в. Стабилизация мощности и эволюция химического состава отдельных зон коры выветривания. Подобная стадия развития могла быть приурочена к двум типам блоков: высота которых не превышает средний уровень поверхности и возвышенных, но находящихся на одном гипсометрическом уровне в течение длительного времени. Если такие блоки длительно были приподняты, то коры выветривания здесь размывались.

г. Консервация коры выветривания на достигнутой стадии в результате подтопления грунтовыми водами — на площади блоков, которые после формирования коры выветривания были опущены на низкий гипсометрический уровень.

д. Перекрытие коры выветривания более молодыми отложениями — в пределах тех блоков, которые впоследствии длительное время находились на более низком гипсометрическом уровне.

В развитии карста выделены следующие этапы.

а. Развитие карста на глубину предполагалось в пределах приподнятых блоков, более интенсивное в том случае, если блок был приподнят на большую высоту. Тот же эффект предполагался при опускании соседних блоков, что приводило к снижению уровня грунтовых вод на соседних, более высоко расположенных участках. В обоих случаях развитие карста на глубину происходило вслед за тектоническими перемещениями, обусловившими общее понижение уровня грунтовых вод.

б. Заполнение карста как процесс, сопровождающий размыв коры выветривания.

в. Перекрытие карста более молодыми отложениями приурочивалось к таким блокам, которые были опущены уже после образования карста. Участки, где захоронение карста произошло после выполнения карстовых полостей продуктами размыва коры выветривания, являются особенно перспективными в отношении бокситоносности.

Принятые нами предпосылки зависимости характера процессов коро- и карстообразования от рельефа и эволюции его форм схематично иллюстрируются рис. 56. На нем представлена небольшая часть одного из разрезов, составленных с этой целью.

Таким образом принято, что коро- и карстообразование происходили на участках денудационной равнины особенно интенсивно после понижения уровня грунтовых вод в связи с тектоническими перемещениями. Исходя из этого отдельные этапы коро- и карстообразования (с которыми, возможно, было связано формирование бокситов) логично увязать с этапами воздыманий. Здесь необходимо вернуться к материалам, изложенным в главе 2 первой части работы, к иллюстрирующим ее рис. 13, 14, на которых приведена схема размещения рельефообразующих разломов и разрезы, реставрирующие все стадии становления тектонического рельефа.

При восстановлении рельефообразующего процесса с помощью морфометрического анализа блоковых структур было выявлено 11 воздыманий, не считая послерудного сводового поднятия. Причем явно намечилось несколько групп сближенных во времени воздыманий, разделенных между собой периодами опусканий. Так, например (см. рис. 13), воздымания по разломам 1 и 2 сменились опусканиями по разломам 3, 4, 5 и 6. Затем опять начались восходящие движения по рельефообразующим разломам 7, 8 и 9, отделенные от следующего подъема (по разлому 11) погружениями по разлому 10. После горстового поднятия по рельефообразующему нарушению 11 произошло опускание по разлому 12, сменившееся стадией интенсивных восходящих движений по нарушениям 13, 14, 15, 16 и 17. Последние стадии рельефообразования были представлены опусканиями (разломы 18, 19, 20 и 21).

Естественно, что хотелось возможно больше согласовать свои исследования с имеющимися фактическими данными по бокситоносности этого района. Е. И. Пельтек [32] выделяет на Татарском месторождении, расположенном в пределах данного района, три продуктивных горизонта.

Реставрация процесса формирования тектонического рельефа, как упоминалось выше, выявила четыре этапа воздыманий по разломам: а) 1, 2; б) 7, 8, 9; в) 11; г) 13, 14, 15, 16, 17. Один из этих этапов — формирование горстового поднятия по разлому 11 — явно уступает по

масштабу (как по интенсивности, так и по размерам охваченной воздыманием площади) другим этапам. Поэтому целесообразно присоединить это перемещение к группе предыдущих или последующих воздыманий. Разлом 11 по времени проявления ограничивается опусканиями

по разломам 10 (более раннему) и 12 (более позднему). Для решения вопроса нужно сопоставить значение разломов 10 и 12, чтобы решить, какое из них может разграничивать во времени две фазы воздыманий. Разлом 10 имеет значительно большую амплитуду (—350 м), чем разлом 12 (—50 м). Но по своей конфигурации разлом 12 гораздо ближе к морфоструктурам района и несомненно является их частью — он в виде широкого кольцевого разлома опоясывает наиболее активную в тектоническом отношении северо-восточную часть района.

Разлом 10, насколько можно судить по его конфигурации, менее связан с тектоническими структурами данного района, и является частью крупного регионального разлома, главная часть которого расположена западнее района исследования. Еще более веским аргументом для того, чтобы считать, что опускание по разлому 10 не могло прервать процесса коро- и карстообразования, является то обстоятельство, что опускание по нему не распространилось на приподнятые ранее участки. Область опускания лишь примыкала к ним, поэтому в результате погружения уровень грунтовых вод в пределах денудационной равнины должен был понизиться и процессы коро- и карстообразования должны были продолжаться с той же, если не большей, интенсивностью.

Поэтому за рубеж между вторым и третьим этапами воздыманий было принято опускание по разлому 12.

Отдельные этапы воздыманий были сопоставлены с эпохами бокситообразования по Е. И. Пельтеку, считая, что

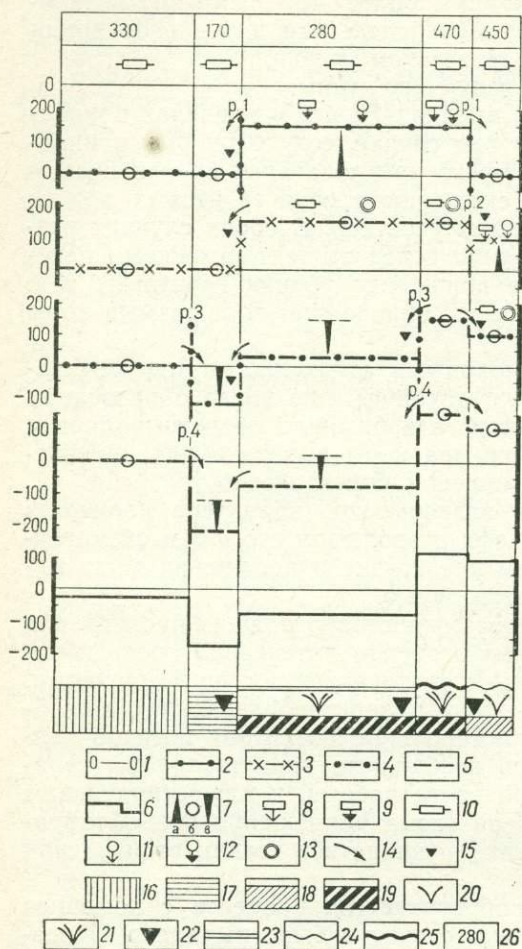


Рис. 56. Схема тектонического развития блоков тектонического рельефа и благоприятность их для коро- и карстообразования.

1 — уровень фоновой поверхности; 2—5 — рельефообразующие разломы; 6 — современный профиль рельефа поверхности (с поправкой, уничтожающей влияние эрозионного фактора); 7 — перемещение по рельефообразующим разломам (а — воздымание, б — стабильное положение, в — опускание); 8 — развитие коры выветривания на глубину и эволюция состава; 9 — то же, интенсивное; 10 — стабилизация мощности; 11 — развитие коры на глубину; 12 — то же, интенсивное; 13 — заполнение карстовых полостей; 14 — денудация и направление сноса; 15 — присклонные скопления продуктов размыва коры выветривания; 16 — участки развития ранних маломощных кор выветривания, сформированных на большой площади; 17 — то же, глубоко погребенные; 18 — участки развития поздней коры выветривания (формирующейся на локальных площадях); 19 — то же, интенсивное; 20 — участки, характеризующиеся условиями благоприятными для карстообразования; 21 — то же, интенсивное; 22 — участки, благоприятные для формирования присклонных скоплений продуктов размыва коры выветривания; 23 — участки, перекрытые более поздними отложениями рыхлого чехла; 24 — участки, поверхность которых после коро- и карстообразования была эродирована; 25 — то же, интенсивно; 26 — номер блока тектонического рельефа

ранний этап воздыманий (разломы 1, 2) соответствует эпохе образования нижнего рудного горизонта, средний этап воздыманий (разломы 7, 8, 9, 11) отвечает по времени формированию среднего горизонта бокситов и что поздний этап воздыманий (разломы 13, 14, 15, 16, 17) синхронизируется с отложением верхнего рудного горизонта.

А. В. Лейпциг и др. (устное сообщение), изучающие бокситоносность этого района, также считают, что здесь были проявлены три эпохи бокситонакопления, при этом первую они относят по возрасту к альб-сеноману, вторую — к маастрихт-дату и третью — к палеоцен-эоцену.

При реконструкции процесса рельефообразования для этого района было составлено девять разрезов, каждый из которых состоял из последовательного ряда профилей, отвечающих отдельным стадиям рельефообразования. Каждый такой профиль анализировался исходя из приведенных выше предпосылок, характеризующих условия коро- и карстообразования. Так как принцип такого анализа ясен из рис. 56, приведенного выше, а проверить правильность оценки можно непосредственно по схеме рельефообразующих перемещений для данного района (см. рис. 13), то описание предполагаемого процесса коро- и карстообразования по отдельным линиям разрезов опускается.

На всех составленных разрезах данные по развитию рассмотренных процессов на каждой из стадий формирования тектонического рельефа просуммированы. А так как по априорно благоприятным климатическим условиям коры могли иметь латеритный состав (и имели, так как бокситоносные отложения здесь установлены), то практические результаты суммирования являются определением перспектив бокситоносности. Они и приведены на рис. 57. Каждый блок здесь детально охарактеризован по его возможным перспективам. Причем для благоприятных блоков можно предположительно судить даже о примерном разрезе бокситоносных отложений и степени их сохранности, так как для каждого из них установлено, какие этапы коро- и карстообразования были проявлены и насколько интенсивно, а также вероятная степень сохранности образований отдельных этапов. Кроме того показана общая эродированность поверхности блоков в послерудное время.

На основании выводов о перспективах бокситоносности отдельных блоков была составлена схема оценки перспектив бокситоносности по палеогеоморфологическому критерию (рис. 58). Анализ палеогеоморфологического контроля оруденения позволил выделить на этой карте площади вероятного размещения наиболее глубоко проработанной коры выветривания, благоприятные также для проявления процессов карстообразования, и осветить условия сохранности потенциально рудоносных отложений.

Перспективные площади, благоприятные как по условиям корообразования, так и по условиям карстообразования, занимают северо-восточную часть района и в виде отдельных изолированных участков размещаются в южной его части. Они охарактеризованы и по условиям сохранности, но с меньшей детальностью, чем на разрезах. На последних показано не только послерудное развитие рельефа участка, но и вероятная сохранность карстовых выветрений каждого этапа. В зависимости от условий сохранности в пределах перспективных площадей выделены.

а. Площади, перекрытые послерудными отложениями. В сочетании с прочими благоприятными данными такие площади являются наиболее перспективными. К ним относятся блоки 658, 868, 706, 653, 682 и 698. Последний наиболее перспективен по палеогеоморфологическим данным.

б. Площади, перекрытые мощным покровом — блоки 532 и >500 в северо-западной части района. Сочетания малой перспективности по

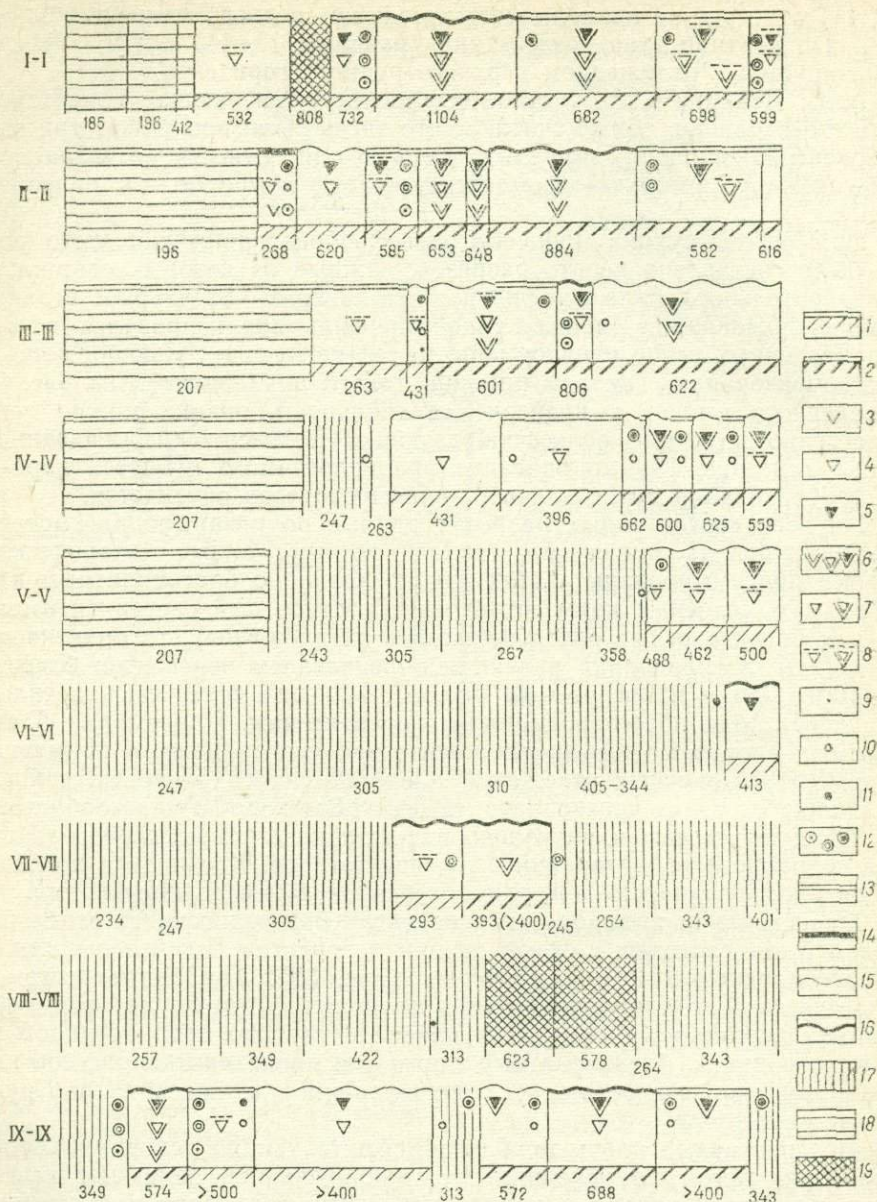


Рис. 57. Схема перспектив бокситоносности отдельных блоков по разрезам I—I—IX—IX в зависимости от тектонического развития рельефа юго-западной части Сибирской платформы.

1 — блоки, в пределах которых развивалась кора выветривания; 2 — то же, интенсивно; 3 — развитие карстообразования первого этапа; 4 — то же, второго этапа; 5 — то же, третьего этапа; 6 — то же, интенсивно; 7 — карстовые депрессии подверглись значительной денудации; 8 — карстовые депрессии были перекрыты более молодыми отложениями; 9 — скопления продуктов размыва кор выветривания, время интенсивной проработки которых синхронно первому этапу карстообразования; 10 — то же, второму; 11 — то же, третьему; 12 — то же, наиболее интенсивно проработанных; 13 — блоки, где коры выветривания и карстовые депрессии захоронены; 14 — то же, под мощным покровом; 15 — блоки, подвернувшиеся слабой послерудной денудации; 16 — то же, интенсивной; 17 — условий для карстообразования не было, местами на некоторых блоках возможны неглубоко захороненные или скрытые почвенным покровом остатки площадной раннемезозойской коры выветривания; 18 — блоки с глубоко захороненной раннемезозойской корой выветривания; 19 — останцовые возвышенности, неблагоприятные по своему рельефу для формирования бокситоносных отложений.

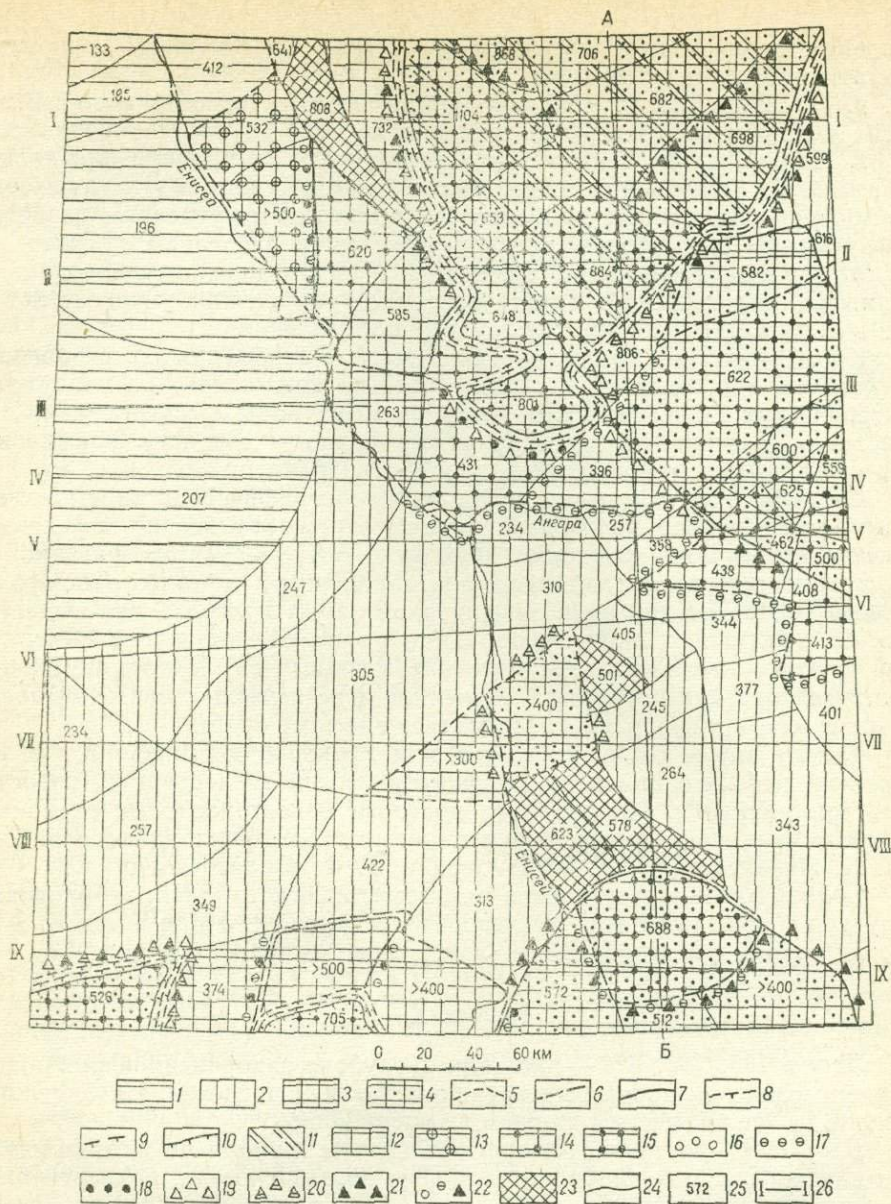


Рис. 58. Палеогеоморфологическая основа для карты прогноза бокситоносности юго-западной части Сибирской платформы, составленная по разрезам, приведенным на рис. 57.

1 — площади развития мощного покрова на раннемезозойской коре выветривания; 2 — площади, в пределах которых была развита только раннемезозойская кора выветривания (местами она денудирована, местами перекрыта отложениями небольшой мощности; условий для формирования более поздних кор выветривания, а также карстообразования не было); 3 — площади проявления локального более позднего (поздний мел — палеогенового) корообразования; 4 — то же, интенсивного; 5 — контуры площади, благоприятной по палеогеоморфологическим условиям для карстообразования первого этапа; 6 — то же, второго; 7 — то же, третьего; 8 — 10 — то же, интенсивного; 11 — площади, в пределах которых корообразование, а также карстообразование второго и третьего этапов было особо длительным; 12 — площади, перекрытые послерудными отложениями (перспективные площади); 13 — то же, мощными; 14 — площади, слабо денудированные; 15 — площади интенсивно денудированные; 16 — участки вероятного развития прикляновых скопелений продуктов размыва кор выветривания, синхронных по времени формирования первому этапу карстообразования; 17 — то же, второму; 18 — то же, третьему; 19 — 21 — то же, за счет наиболее проработанных кор выветривания; 22 — комбинированный знак, читается в соответствии с его отдельными элементами; 23 — площади реликтовых возвышенностей, неблагоприятные для коро- и карстообразования; 24 — границы между блоками тектонического рельефа; 25 — условная высота блока; 26 — линии разрезов

условиям коро- и карстообразования с мощным покровом позволяют считать их бесперспективными.

в. Площади, слабо денудированные, перспективность которых зависит главным образом от интенсивности коро- и карстообразования.

г. Площади, интенсивно денудированные. Как правило они характеризовались устойчивой тенденцией к воздыманию, благодаря чему именно они были также наиболее благоприятны по условиям развития палеорельефа для вероятных процессов рудообразования. Однако из-за интенсивной послерудной денудации в их пределах трудно ожидать промышленных залежей. Вместе с тем именно на таких участках легче, чем в иных местах, обнаружить рудные образования.

Кроме того на палеогеоморфологической основе для карты прогноза на бокситы (см. рис. 58) показаны участки возможного расположения присклоновых шлейфов — продуктов размыва коры выветривания. Эти участки классифицировались по относительному возрасту формирования скоплений и интенсивности проработки размываемых кор.

Составленная в результате анализа топографической карты палеогеоморфологическая прогнозная схема отражает оценку перспектив бокситоносности на основании двух рудоконтролирующих факторов — палеоклиматического (априорно благоприятного) и палеогеоморфологического. Для составления завершённой карты прогноза для выделенных перспективных блоков необходимо учесть еще один не менее важный фактор — геологическое строение фундамента. Методика оценки этого фактора как достаточно изученная и не имеющая связи с морфометрическим анализом рассматриваться здесь не будет.

Тем не менее очень интересно для проверки достоверности выводов, полученных с помощью морфометрических исследований, сопоставить эти данные с результатами прогноза бокситоносности, сделанного геологами, изучавшими бокситовые месторождения данного района (Н. А. Лизалек, Э. К. Романовой и В. Ф. Филатовым).

Сопоставление результатов морфометрического анализа блоковых структур с выводами этих исследователей проведено для каждого блока, по линиям разрезов, сверху вниз, слева направо (см. рис. 57).

Разрез I—I

Блоки 185, 205, 412 — площади с глубоко захороненной площадной раннемезозойской корой выветривания. Бесперспективны. Их благоприятность по геологическим данным не оценивалась.

Блок 808 — по палеогеоморфологическим данным не благоприятен, так как представляет собой останцовую возвышенность, подвергнувшуюся длительной и интенсивной эрозии. Бесперспективной эта площадь показана и на вышеуказанной карте (Лизалек и др.). Интересно то, что аргументация в обоих случаях совпадает: и на этой карте площадь отнесена к интенсивно эродированной территории, бесперспективной в отношении крупных месторождений платформенного типа.

Блок 732. По палеогеоморфологическим данным в пределах этого блока могут располагаться лишь рудопроявления бокситов; вдоль восточной окраины блока, на границе его с блоком 1104, возможны скопления продуктов размыва интенсивно проработанной коры выветривания. По геологическим данным блок бесперспективен.

Блок 1104. По данным морфометрического анализа площадь блока в течение длительного времени характеризовалась благоприятным для коро- и карстообразования рельефом. Однако условия сохранности карстовых выполнений были неудовлетворительными, так как он одновременно с этим являлся областью усиленной денудации, в связи с чем сформировавшиеся бокситоносные отложения могли сохраниться лишь частично. По геологическим данным (источник тот же и ссылки на не-

го здесь и в дальнейшем опущены) здесь имеется один участок, перспективный в отношении латеритных бокситов. Расположен он на площади выхода пород сухопитской серии верхнего протерозоя. Остальная часть и по геологическим данным оценена как неблагоприятная для поисков крупных месторождений, также в связи со значительной степенью эродированности.

Как видно, рекомендации, полученные путем анализа топографической карты и на основании длительного геологического изучения, близки. Однако базируясь на данных палеогеоморфологического контрля, можно с уверенностью утверждать, что латеритные образования в пределах этого блока не могли сохраниться, и поиски должны быть направлены только на выявление карстово-эрозивных депрессий, где могли сохраниться бокситоносные отложения.

Блок 868 (находится к северу от линии разреза) по характеру становления тектонического рельефа напоминает вышеописанный, но благодаря послерудному опусканию условия сохранности возможных рудных скоплений лучшие. По геологическим данным здесь предполагается выход верхнемеловых — палеогеновых отложений, перспективных для поисков латеритно-осадочных месторождений бокситов. На территории этого блока известны два бокситопоявления. Здесь имеется возможность подвергнуть результаты морфометрических построений более детальной проверке, сопоставив их с фактическими. На рис. 59 приведены предполагаемые перспективы бокситоносности (а) и фактический разрез по месторождению (б), по Е. П. Пельтеку [32]. По теоретическим предпосылкам и по фактическим данным здесь установлены залежи всех трех рудных горизонтов.

Блок 706. По палеогеоморфологическому критерию обладает теми же перспективами, что и предыдущий. Однако Н. А. Лизалек и др. не выделяют на его площади перспективных участков. Тем не менее, учитывая особую благоприятность становления палеорельефа на этом участке и выходы здесь осадочных и метаморфических алюмосиликатных пород, а также карбонатных отложений тунгусикской серии верхнего протерозоя, эта площадь представляется мне весьма перспективной в отношении латеритно-осадочных месторождений.

Блок 682. По палеогеоморфологическим данным здесь были интенсивно проявлены все три этапа рудообразования, а интенсивные послерудные опускания делают весьма вероятной сохранность их продуктов. Благоприятен здесь и состав фундамента — его территория сложена алюмосиликатными породами тунгусикской и осянкой серий верхнего протерозоя, среди которых прослеживаются лентовидные выходы карбонатных пород (на западной окраине блока, вблизи долины р. Б. Пит и восточнее ее). Судя по этим данным, блок является одним из самых перспективных на территории района. По данным Н. А. Лизалека и др. этот участок отнесен к сильно эродированным, а потому бесперспективным.

Блок 698 по условиям становления палеорельефа и геологическому строению идентичен предыдущему, но несколько более благоприят-

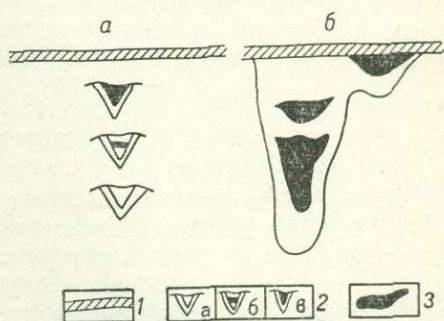


Рис. 59. Сопоставление предполагаемого по морфометрическим данным разреза бокситоносных отложений (а) и фактического строения Сулакшинского бокситового месторождения (б).

1 — покровные отложения; 2 — вероятные рудные тела, сформировавшиеся в течение первого (а), второго (б) и третьего (в) этапов рудообразования; 3 — фактические рудные тела, приуроченные к карстовым воронкам

тен по условиям сохранности, в связи с чем здесь можно ожидать нахождение как латеритных, так и латеритно-осадочных бокситоносных отложений. По геологическим данным в юго-западной части территории блока выделена площадь перспективная для поисков латеритных бокситов. Здесь известны бокситовые месторождения и сделаны находки галек латеритных бокситов.

Блок 599 по геологическим данным не оценивался. По палеогеоморфологическим данным этот блок также практически бесперспективен, так как процессы коро- и карстообразования были проявлены здесь недостаточно интенсивно, а присклоновые скопления продуктов размыва коры выветривания могут быть только в верхней части шлейфа выноса, у границы с блоком 698.

Разрез II—II

Блок 196 по палеогеоморфологическим данным бесперспективен.

Блок 268 (>500). Перспективы этого блока по палеогеоморфологическим данным мало благоприятны — в его пределах могут располагаться лишь рудопроявления, приуроченные к карстовым выполнениям второго этапа, и присклоновые скопления продуктов размыва коры выветривания. По геологическим данным этот участок выдвинут в качестве перспективного в связи с предполагаемым наличием верхнемеловых — палеогеновых отложений и выходами девонских сиенитов и нефелиновых сиенитов. Однако для образования месторождений благоприятными должны быть все три главные факторы контроля оруденения (палеоклиматический, палеогеоморфологический и геологический), и этот блок большими перспективами не обладает, так как палеогеоморфологические условия мало благоприятны.

Блоки 620 и 585 мало благоприятны по палеогеоморфологическим данным для промышленного оруденения, только в пределах последнего могли формироваться бокситоносные присклоновые отложения. По геологическим данным эта площадь определена как перспективная для поисков преимущественно латеритных бокситов. На территории блока известны в настоящее время рудопроявления бокситов. Данными по их геологическому строению мы не располагаем.

Блок 653 — по палеогеоморфологическим данным здесь были интенсивно проявлены все три этапа рудообразования. Условия сохранности как карстовых полостей, так и коры выветривания были благоприятными в связи с ранним послерудным опусканием. Н. А. Лизалек и др. отнесли эту площадь к числу малоперспективных, считая что она значительно эродирована. Однако геологическое строение фундамента также позволяет отнести этот блок к числу перспективных. В настоящее время на этой площади известны бокситопроявления.

Блок 884 по условиям рудообразования также весьма благоприятен, но в послерудное время, судя по устойчивой тенденции этой площади к воздыманию, он был сильно эродирован. На подобных участках относительно легче (по сравнению с другими участками этого района) можно выявить бокситовые месторождения, но вряд ли можно ожидать, что они будут крупными по своему промышленному значению. По геологическим данным в пределах этой площади выделены перспективные участки. В южной части площади блока известны месторождения Татарское, Сохатинское, Березовское. Остальная часть площади настолько сильно эродирована, что на сохранность коры выветривания или ее переотложенных продуктов надеяться нельзя. Строение Сохатинского и Татарского месторождений, наличие трех рудных горизонтов [32, с. 260] подтверждает данные анализа палеорельефа, показывающие проявление здесь всех трех эпох рудообразования.

Блок 582 перспективен по палеогеоморфологическим данным и по условиям образования и сохранности относительно как латеритных, так и латеритно-осадочных образований. То же установлено по геологическим данным. Здесь расположено Ендинское месторождение бокситов. В этом случае данные морфометрического анализа не подтверждаются фактическими — по результатам морфометрического анализа было сделано заключение о возможности образования двух рудных горизонтов, а на Ендинском месторождении установлен только один [32, с. 261].

Разрез III—III

Блок 263 по морфометрическим данным практически бесперспективен; то же — по геологическим.

Блок 431 — в его пределах с недостаточной интенсивностью были проявлены два этапа рудообразования, что не позволяет надеяться на выявление промышленного оруденения. По геологическим данным здесь предполагается наличие верхнемеловых — палеогеновых отложений, перспективных в отношении латеритно-осадочных месторождений.

Блок 601 — благоприятен и по морфометрическим, и по геологическим данным. В его пределах расположены месторождения Подголецное, Среднетатарское и Мурлиное. По результатам морфометрического анализа на этом участке интенсивно были проявлены 1-й и 2-й этапы рудообразования, при этом в течение 2-го этапа проявилось две стадии, обе с максимальной интенсивностью процесса (одна после воздымания по разлому 8, вторая после опускания по разлому 10). Интенсивность 3-го этапа рудообразования, который также имел место, была недостаточной для формирования промышленных залежей. В карстовых депрессиях Среднетатарского месторождения установлено три рудных горизонта, при этом верхний и средний сближены. Если сопоставить это с данными морфометрического анализа, то можно предположить, что верхняя рудная залежь, также как и средняя, образована в течение 2-го этапа. Но если это так, то верхняя залежь Среднетатарского месторождения должна соответствовать по возрасту среднему рудному горизонту Татарского месторождения. Однако без палинологических определений об этом нельзя говорить даже предположительно.

В общем, как видно из приведенных описаний, основываясь на реконструкции процесса формирования тектонического рельефа и принимая во внимание общепринятые взгляды на условия коро- и карстообразования, можно с большой долей достоверности оценить палеогеоморфологический контроль оруденения и значительно повысить тем надежность геологического прогноза. Описание перспектив остальных блоков не будет приведено, так как при необходимости их можно установить на приведенной схеме (см. рис. 58), а обоснования проверить с помощью рис. 57, 59. Несколько слов следует только сказать о юге площади — условия рельефа здесь благоприятствовали коро- и карстообразованию, но строение фундамента не позволяет считать эту площадь перспективной в отношении бокситоносности, так как большая часть ее сложена гранитоидными породами и юрскими терригенными толщами.

Влияние эрозионного фактора. Составление палеогеоморфологической основы проводилось без учета эрозионных процессов. Для территории Тургайского прогиба, пользуясь только данными топографических карт, величину эрозии нельзя было учесть. Это объясняется тем, что последняя привела здесь почти к полному выравниванию поверхности и формированию отложений большой мощности.

В пределах изученного района Сибирской платформы в результате эрозионной деятельности платообразные возвышенности оказались расчлененными и в пределах каждого блока тектонического рельефа на-

блюдается значительное колебание гипсометрических уровней. А так как последние имеют большое значение для определения сохранности бокситовых проявлений, мною и Т. Ф. Митрофановой была составлена схема, показывающая эродированность выделенных перспективных блоков. Часть этой схемы иллюстрируется рис. 60. Составлялась она сле-

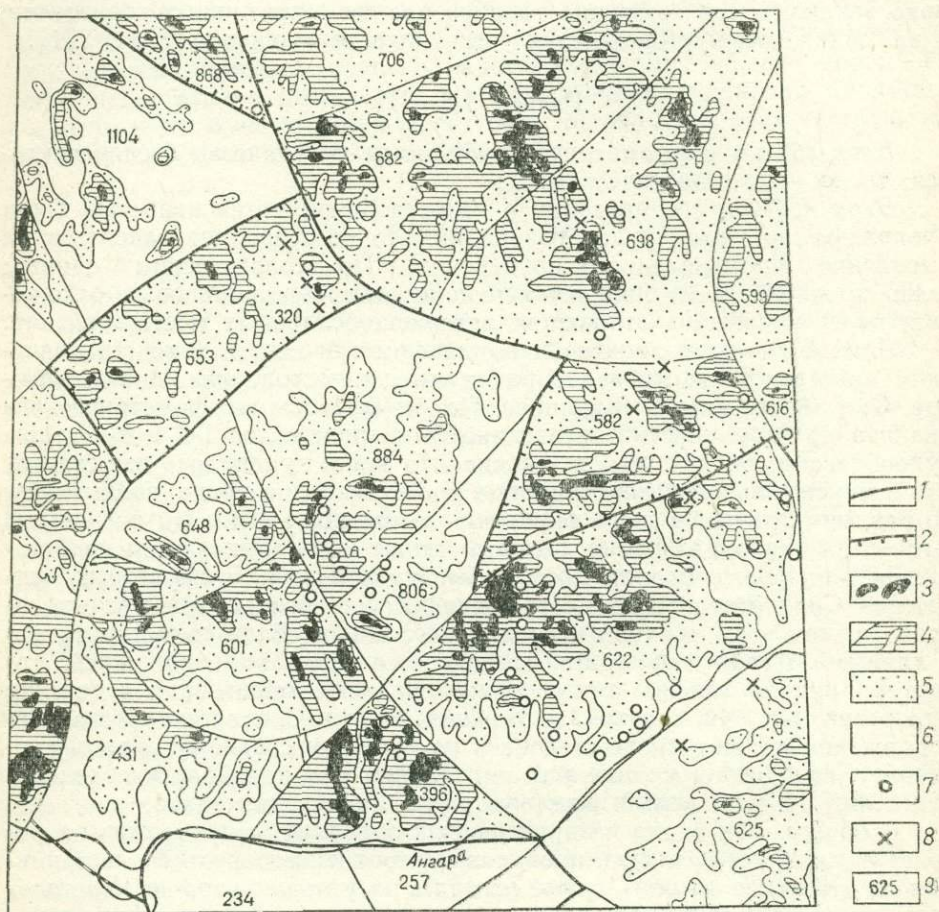


Рис. 60. Схема эродированности перспективных блоков участка района изученной части юго-запада Сибирской платформы.

1 — границы между блоками тектонического рельефа; 2 — контуры блоков, опущенных на последних стадиях рельефообразования; 3—6 — гипсометрические уровни поверхности в пределах отдельно взятых блоков тектонического рельефа (3 — четвертая — наиболее высокая ступень, 4 — третья ступень, 5 — вторая ступень, 6 — первая — наиболее низкая ступень); 7 — проявления бокситов; 8 — места находки галек латеритных бокситов; 9 — условная высота блоков

дующим образом: на территории каждого блока, в соответствии с расположением горизонталей, оконтуривались участки (ступени) с разным гипсометрическим уровнем. В пределах площади, отнесенной к одной гипсометрической ступени, разница высот достигала 100 м. Речные долины во внимание не принимались.

Собственно была произведена обычная генерализация рельефа, но разница заключалась в том, что рассматривалась не вся площадь как единое целое, а каждый блок тектонического рельефа расчленялся отдельно, независимо от других блоков. Естественно, что верхний уровень одного блока не соответствует по абсолютной высоте верхнему уровню другого блока, если их высоты разнятся менее чем на 100 м. Однако на составленной схеме они показаны общим условным знаком.

Оказалось, что таким образом выявилась определенная закономерность. Выше уже упоминалось, что степень эрозии устанавливалась только для перспективных блоков, которые были приподняты в той или иной степени в течение эпох бокситообразования. Некоторые из них в последующем были опущены по более поздним рельефообразующим перемещениям. Обращает на себя внимание резкое различие этих блоков на схеме, показывающей степень их эродированности (см. рис. 60). В пределах блоков, которые не были опущены, наблюдается значительно большая расчлененность, и здесь выделено 4 гипсометрических уровня с разницей в 100 м (не считая врезов речных долин). Блоки, испытавшие дифференцированные погружения на последних стадиях формирования рельефа, подразделяются только на три гипсометрических ступени. Такое совпадение тем более интересно, что степень эродированности блоков не определяется величиной их относительной приподнятости над окружающей территорией в настоящее время. Так, например, блоки с отметками 600—700 м, т. е. относительно высокие, в ряде случаев эродированы меньше, чем блоки с высотами 400—500 м, в том случае если первые были опущены на последних стадиях рельефообразования (по установленным выше рельефообразующим разломам), а последние приподняты, хотя бы на небольшую высоту, но не испытали погружения при завершении рельефообразующего процесса.

Все это легко объяснимо и неинтересно с теоретических позиций, но из этого можно сделать важный методический вывод. Если реконструкция рельефообразующего процесса при проведении анализа палеогеоморфологического фактора покажется нецелесообразно трудоемкой, то после разделения территории на разновысотные блоки можно ограничиться выявлением степени эродированности отдельных блоков по типу, как это показано на рис. 60. При этом перспективными будут блоки более расчлененные, но среди последних наибольшими перспективами будут обладать блоки, делящиеся на меньшее число гипсометрических ступеней как характеризующиеся лучшими условиями сохранности.

Подобная отбраковка, конечно, будет значительно менее точной, чем составление палеогеоморфологической основы с помощью реконструкции процесса рельефообразования морфометрическим методом. Кроме того, применять этот прием можно только на площадях, где процессы эрозии еще не привели к сглаживанию поверхности, а лишь расчленили платообразные возвышенности.

С помощью схемы эродированности перспективных блоков можно точнее локализовать перспективные площади в их пределах. Так, например, очевидно, что бокситопроявления вряд ли могут сохраниться в пределах первой, наиболее высокой ступени. Такие участки, как правило, пользуются незначительным площадным распространением и обычно представляют собой небольшие изолированные площади. Вполне вероятно, что это реликты более раннего рельефа, сохранившиеся на выровненной поверхности до начала процесса нового тектонического рельефообразования. Поверхности, относящиеся ко второй и третьей ступеням, должны обладать наибольшими перспективами. Площади с еще более низким уровнем мало перспективны — в лучшем случае на их территории могут быть обнаружены корни бокситовых месторождений. Но такой подход к определению бокситоносности возможен только в том случае, если каждый тектонический блок будет делиться на гипсометрические ступени отдельно, независимо от окружения.

Наиболее полная отдача от изучения палеогеоморфологического контроля оруденения будет при комплексном исследовании обоих факторов рельефообразования: тектонического и эрозионного.

Возможность использования топографических карт при прогнозе палеозойских бокситов. Ячейки тектонического рельефа, выделяемые

по топографическим картам, являются, как показано выше, отражением блоковых структур фундамента, так как ограничивающие их разломы отвечают расколам последнего. Можно ожидать, что рельефообразующие разломы при формировании тектонического рельефа прошлых геологических эпох также контролировались этими долго живущими структурами глубинного заложения. С этих позиций выявление характера блоковых структур с помощью анализа современного рельефа может быть полезным и для прогнозирования палеозойских бокситов.

Особенно полезным это может быть при малой обнаженности потенциально бокситоносных отложений, когда установленных выходов недостаточно для того, чтоб определить площадь их распространения. Знание блоковых структур фундамента, с учетом тенденции к постоянству блоковых группировок, позволит с большей уверенностью экстраполировать и интерполировать вероятные контуры размещения этих отложений. Во всяком случае, границы структурно-фациальных зон, на площадь которых можно распространять тот или иной стратиграфический разрез, будут выделяться отчетливо.

При наложении на карту блоковых структур фациально-литологической характеристики отложений, соответствующих по возрасту бокситоносной эпохе, можно хотя бы в общих чертах воссоздать рельеф поверхности этой эпохи (так, как это делалось при составлении палеомагматических карт юры и мела — см. гл. 4, часть I). С целью прогноза бокситоносности такой анализ целесообразно проводить для трех эпох: а) эпохи формирования бокситоносных отложений; б) предыдущей эпохи как эпохи возможного формирования продуктивных кор выветривания и в) последующей эпохи, определяющей условия сохранности. При этом на схемах, составленных с целью выявления площадей, благоприятных для корообразования, как наиболее перспективные выделяются участки денудационной равнины, расположенные на морском побережье или вблизи него. На схемах, характеризующих палеогеографические условия, существовавшие во время накопления бокситоносных осадков, перспективными также будут денудационные участки равнин. На более поздней схеме выделяются участки послерудных опусканий. Только сочетание трех этих схем может в совокупности дать оценку палеогеоморфологического фактора контроля бокситоносности. Без учета геологических данных, только на основе результатов морфометрического анализа (как это сделано для оценки этого фактора при характеристике бокситоносности рыхлого чехла) определить степень благоприятности палеогеоморфологических условий невозможно.

В общем при проведении таких исследований можно наметить следующие их этапы.

а. Морфометрический анализ топографической карты, в результате чего составляется схема блоковых структур фундамента. При этом даже в том случае, если прогнозные работы производятся в масштабе 1:200 000, морфометрический анализ должен проводиться на картах 1:500 000, так как иначе не все выявленные разломы будут являться глубинными и, следовательно, не все они могли оказывать влияние на формирование тектонического рельефа прошлых геологических эпох. Установленное на мелкомасштабной карте размещение глубинных разломов можно перенести и на карты более крупного масштаба. При этом будет меньше ошибок, чем при непосредственном морфометрическом анализе таких карт.

б. Составление стратиграфических колонок для различных участков площади, по возможности для большего количества блоков, и последующая возрастная корреляция различных подразделений.

в. Определение областей опусканий, характера области аккумуляции (по фациальному составу отложений) и интенсивности опусканий (по мощности отложений). Контуры области опускания проводятся не

путем интерполяции их известных выходов, а в соответствии с границами блоков, в пределах которых известны отложения этого возраста. Область аккумуляции определяется отдельно для каждого стратиграфического подразделения, а не вообще как какая-то усредненная площадь, в пределах которой в тот или иной этап или в те или иные этапы происходило осадконакопление.

г. Определение областей воздымания — обычно это менее надежно, чем оконтуривание площадей опускания. Образование возвышенных участков можно определить более или менее уверенно или по наличию грубообломочных шлейфов выноса, или по выведению какого-либо участка из области осадконакопления, т. е. необходимо учитывать не только состав и размещение данного горизонта, но и палеогеографическую схему для предыдущей эпохи.

д. Сведение данных отдельных схем с целью выявления участков, характеризующихся наиболее длительной экспозицией на благоприятном гипсометрическом уровне.

е. Определение вероятных условий сохранности потенциально бокситоносных отложений для перспективных участков. При наличии на площади исследования известных бокситопроявлений при прогнозировании можно применить метод аналогий, при этом более объективно это возможно с помощью ЭВМ. Если аналогии не установлены, для выделения площадей, благоприятных по палеогеоморфологическим условиям, используются имеющиеся теоретические предпосылки (как это сделано в предыдущем разделе данной главы).

ж. Рассмотрение благоприятности состава пород фундамента — наличие пород — источников глинозема, а также легко карстующихся.

Анализ палеогеоморфологического фактора, независимо от того, какой возраст имеют оцениваемые отложения, бесполезно проводить на площадях, для которых неизвестны климатические условия и общая благоприятность палеогеографической обстановки, в частности расположение береговой линии моря.

Однако применение морфометрического метода только на площадях с установленной бокситоносностью ограничивает возможности его использования. Более целесообразно использовать его повсеместно, предварив эти исследования, определяющие перспективы локальных участков, каким-либо методом регионального прогнозирования. Ниже и описывается один из возможных методов такой оценки. Прямого отношения к морфометрическим исследованиям он не имеет и, следовательно, несколько не отвечает тематике данной работы. Но поскольку он разработан специально для обоснования выбора площадей, рекомендуемых для оценки благоприятности палеогеоморфологических условий по данным морфометрического анализа, приведенное описание не будет значительным отклонением от предмета исследований.

Выделение районов, благоприятных для бокситонакопления, по региональным данным. В основу описанного ниже регионального анализа положено общепринятое мнение о том, что для образования бокситоносных отложений необходимо наличие латеритных кор выветривания, единственного природного источника свободного глинозема. При этом совершенно очевидно, что бокситоносные образования будут залегать в основании осадочной толщи, предохранявшей их от размыва. Степень сохранности тем лучше, чем ближе время корообразования и возраст перекрывающей толщи.

Таким образом, формированию бокситоносных отложений благоприятствуют следующие условия.

а. Континентальный режим при наличии жаркого или теплого и влажного, периодически засушливого климата. При сравнении с размещением современных климатических поясов таким режимом влажности должны были обладать морские побережья. В настоящее время

эти зоны, характеризующиеся наибольшей влажностью, благодаря воздействию муссонов, обладают сменой засушливого и влажного периодов.

б. Благоприятный рельеф — невысокое плоскогорье или денудационная равнина, так как в иных условиях или происходил бы интенсивный размыв бокситоносных отложений (в случае горного рельефа), или же образованные в результате размыва коры выветривания осадки были бы смешаны с терригенными компонентами иного состава (в случае принадлежности площади к аккумулятивной равнине).

в. Трансгрессия, наступившая вслед за периодом латеритизации, обеспечивающая сохранность благоприятных в отношении месторождений боксита отложений.

г. Благоприятный состав пород фундамента, на котором формировались коры выветривания, присутствие среди них алюмосиликатных пород с низким содержанием кварца и карбонатных толщ, относительно легко карстующихся.

Исходя из этих критериев, благоприятность условий бокситообразования во время формирования какой-либо толщи можно предварительно оценить таким образом.

Допустим, нужно определить перспективы какого-либо района, вернее, выделить благоприятные районы на какой-то обширной территории (данные исследования, также камеральные, не целесообразно проводить в масштабе более крупном, чем 1:2 500 000), в отношении месторождений, залегающих в основании визейской толщи. Следовательно, предусматривается, что визейская трансгрессия предохранила бокситоносные отложения от размыва, а сами бокситоносные отложения должны иметь несколько более ранний возраст. Прежде всего нужно нанести на вспомогательную схему линию побережья турнейского моря. Уже только это значительно локализует площадь, благоприятную в турнейскую эпоху для латеритного корообразования — это относительно узкая (200—300 км, исходя из географического положения субсовременных месторождений бокситов) прибрежная полоса. Пространства, занятые морем, и не менее обширные центральные части континента исключаются как бесперспективные.

Таким же легкоопределяемым фактором является фронт морской трансгрессии визейского возраста. Прибрежная линия визейского моря наносится на ту же схему, на которой показано размещение прибрежной полосы в турнейский век. К участкам, благоприятным по первым двум предпосылкам, будут относиться площади турнейской прибрежной полосы, перекрытые визейским морем при трансгрессии последнего. Сочетание таких условий можно выявить для любых двух смежных периодов времени, при этом более ранняя эпоха должна характеризоваться континентальным режимом в пределах исследуемой площади, а более поздняя — морским (рис. 61).

Выделенные по первым геологическим предпосылкам площади обычно представляют собой прихотливо изогнутые полосы, узкие, но достаточно протяженные, в общем занимающие обширную территорию, всю площадь которой невозможно рекомендовать для детальных исследований, в том числе и для морфометрических. Таким образом, эту полосу также необходимо расчленить по степени выявительности ее отдельных участков. Мною, совместно с Г. В. Галкиной, подобные исследования проведены для ориентировочной оценки благоприятности нижнекаменноугольных и ордовикских отложений на территории СССР (работа проводилась в масштабе 1:7 000 000). Выделенные перспективные полосы через определенные интервалы были охарактеризованы опорными разрезами, характеризующими геологическое строение отдельных ее участков.

На основании этих данных для каждого опорного участка устанавливались следующие данные.

а. Наличие среди дотурнейских (при другом возрасте исследуемой толщи рассматривается состав пород соответствующего возраста, которые могли выходить на поверхность в данный континентальный период) образований магматических пород среднего, основного и щелочного состава; то же, метаморфических и осадочных алюмосиликатных пород с невысоким содержанием кварца; карбонатных отложений и, особенно, непосредственных контактов этих двух типов пород.

б. Характеристика пород эпохи континентального режима (в нашем случае турнейской) со следующих позиций: 1) отложения этого возраста отсутствуют — это весьма благоприятный факт, так как он дает основания предположить, что данный прибрежный участок мог по своему рельефу относиться к денудационной равнине; 2) представлены мощной континентальной толщей — отрицательный момент, показывающий, что данный участок представлял собой это время область аккумуляции; 2) неблагоприятными являются также те участки, на которых обе рассматриваемые толщи образуют непрерывный разрез. По составу пород, соответствующих по возрасту континентальному периоду, выходящих на соседних площадях, а также по комплексу содержащихся в них органических остатков уточняются климатические условия области.

в. Характеристика пород трансгрессивной толщи — карбонатный состав последней наиболее благоприятен для сохранности возможных бокситоносных отложений. И, наоборот, ее терригенный состав, свидетельствующий, что трансгрессия сопровождалась интенсивным размывом, позволяет оценить площадь как малоперспективную по условиям сохранности. Наличие одного или нескольких горизонтов карбонатных пород среди терригенной толщи повышает перспективы площади.

Площади, отобранные по сумме благоприятных признаков, можно рекомендовать для проведения морфометрического анализа (или любых других видов поисковых работ).

Выше было упомянуто, что такие исследования проводились нами для оценки благоприятности нижнекаменноугольных и ордовикских отложений. Работа проводилась с целью методических разработок и непосредственной практической отдачи не имела. Однако контрольные объекты, которыми служили бокситоносные районы раннекаменноугольного возраста, были выявлены в результате этих исследований как перспективные площади, что позволяет считать эту методику достаточно надежной. С помощью такого анализа можно получить новые интересные данные. Так, например, при разработке этого метода выяснилось, что в среднем и отчасти позднем ордовике, эпохах повсеместного развития жаркого или теплого климата, особенно благоприятными были условия, существовавшие в то время на территории западного склона Урала и Центрального Казахстана, где проходила

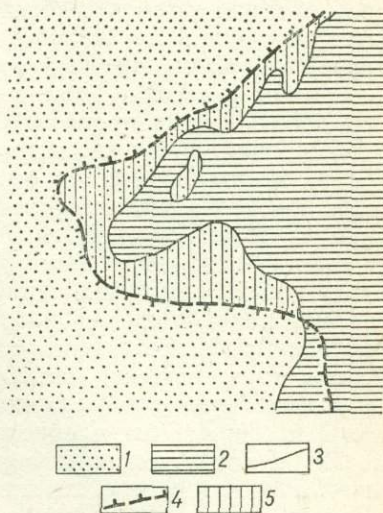


Рис. 61. Схема выделения площадей, перспективных для формирования бокситоносных отложений по совокупности палеогеографических обстановок двух соседних эпох.

1 — участки суши в период континентального выветривания; 2 — площади моря в тот же период; 3 — граница между морем и сушей; 4 — фронт последующей трансгрессии; 5 — площади, благоприятные по палеогеографическим данным для формирования бокситоносных отложений

полоса побережья раннеордовикского моря, при этом последнее изобиловало островами. В среднем ордовике, благодаря происшедшей в этот период трансгрессии, некоторые участки прибрежной полосы и часть островов, на которых по характеру климатических условий могли происходить процессы выветривания, были перекрыты морем. Однако не все такие участки обладают одинаковой степенью благоприятности в отношении сохранности потенциально бокситоносных отложений, в связи с тем что состав трансгрессивной толщи очень изменчив — местами она представлена карбонатными породами, а местами в ней преобладают терригенные отложения.

Если рекомендуемые металлогенические исследования недостаточны для прогноза размещения отдельных промышленных месторождений, то их вполне можно применить для выявления новых районов, благоприятных по своей геологической позиции для формирования бокситоносных отложений. Не нужно забывать, что эти исследования чрезвычайно дешевы, так как проводятся камерально, с максимальным использованием уже накопленного геологического материала. Для таких громадных, вдобавок закрытых и трудно доступных территорий, как Сибирская платформа, проведение этого комплекса работ позволило бы не только удешевить поисковые работы, но и сократить сроки их проведения, без потери качества.

Некоторые соображения о месте бокситоносных эпох в геологической истории. Отступление от главной темы было бы неоправданным, если не коснуться эпох бокситоносности, с которыми только и может быть связана промышленная бокситоносность, так как целью этого отступления является наиболее полная характеристика регионального прогноза бокситоносности.

Несмотря на малую распространенность бокситовых месторождений (а они также интересны, как и месторождения других рудных полезных ископаемых), текстурные особенности и условия залегания позволяют считать бокситы горной породой. Это настолько очевидно, что литологи выделяют среди осадочных формаций бокситоносные субформации. Сходство геологической позиции бокситовых месторождений различных бокситоносных провинций говорит о том, что формирование бокситоносных отложений связано с определенным этапом в развитии осадкообразования.

Грубо можно выделить две бокситоносные формации (в данном случае не осадочные, а рудные) — остаточную и осадочную. Для обеих формаций определяющим является присутствие свободного глинозема как основного порообразующего компонента. Осадочные залежи бокситов тесно генетически связаны с латеритными корами выветривания, так как могут образоваться только лишь за счет размыва последних. Поэтому как бы ни были различны представления о генезисе бокситов, общепринято мнение, что для образования последних необходимы прежде всего условия, благоприятные для процесса латеритного выветривания. Такие условия установлены более или менее отчетливо — латеритному выветриванию благоприятствует жаркий или теплый климат с повышенной, но сезонного характера влажностью. Следовательно, установление эпох господства жаркого и теплого климата, а также размещения ареолов их развития может способствовать выявлению вероятных бокситоносных эпох.

Изменение климатических условий в прошлые геологические эпохи можно восстановить, изучая состав осадочных горных пород, особенно тех из них, которые могли формироваться только в определенной физико-химической обстановке. Мною такая работа проделана [29, 31]. Опуская ее описание, приведу только некоторые результаты, сведенные на графике (рис. 62). На графике проведены четыре линии, каждая из которых характеризует ход изменения климатических усло-

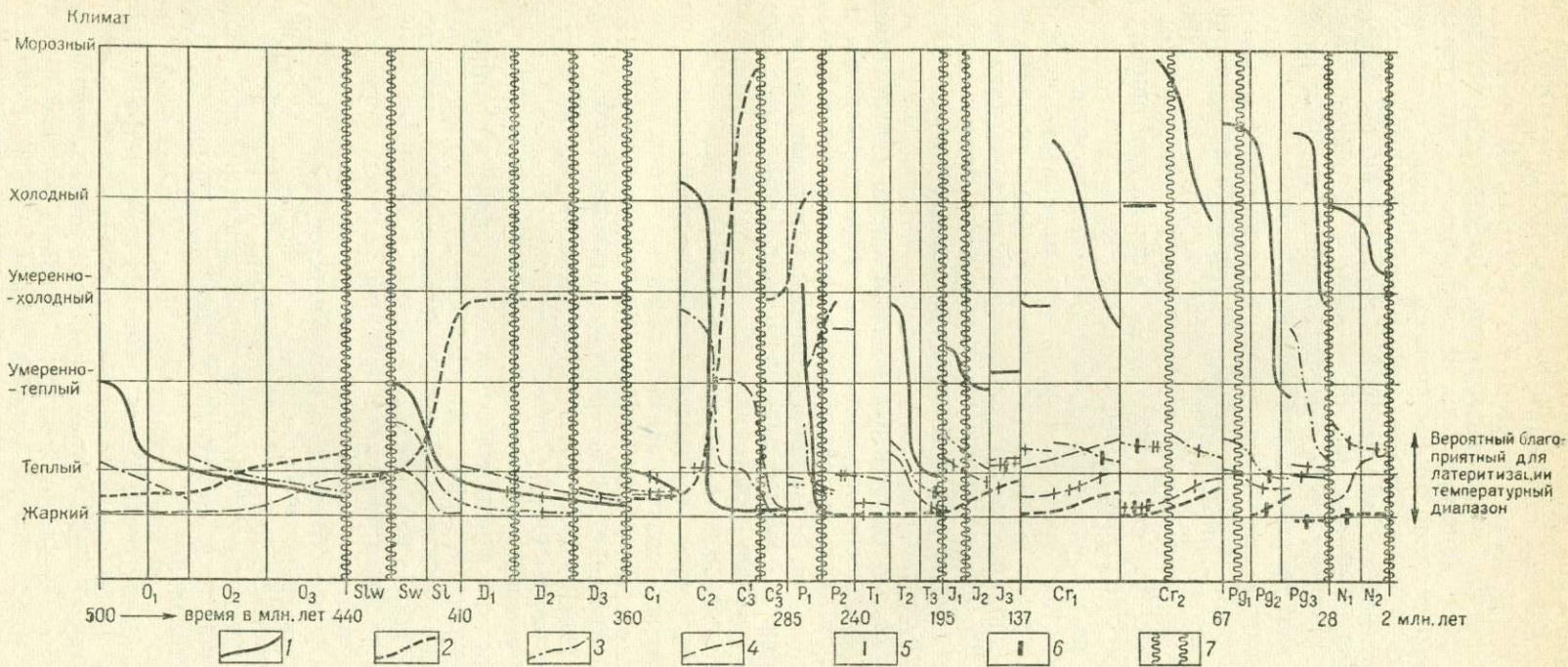


Рис. 62. Эволюция климатических условий осадконакопления и связь с ними бокситовых месторождений мира (последние данные приведены по материалам М. В. Дубовской).

1 — эволюция условий осадконакопления в арктической зоне; 2 — то же, в экваториальной; 3 — то же, на широтах 45—60°; 4 — то же, на широтах 30—45°; 5 — единичные месторождения бокситов; 6 — массовые проявления бокситовых месторождений; 7 — время проявления фаз складчатости

вий в разных широтных поясах. Климатические условия здесь отображают лишь одну их составляющую — температурный режим, однако это главный показатель планетарной климатической зональности.

На кривые, отображающие эволюцию климатических условий на различных широтах, нанесены фактические данные, характеризующие приуроченность известных промысленных бокситовых месторождений мира к тому или иному этапу осадочного цикла. Данные о размещении этих месторождений и их возрасте любезно предоставлены мне М. В. Дубовской, занимающейся их изучением. Я искренне благодарна ей, так как без этих данных представления о времени проявления бокситоносных эпох были бы менее убедительными.

Месторождения нанесены на график в соответствии с двумя координатами — широтой их нахождения (в зависимости от чего они отмечались на той или иной из четырех, представленных на графике кривых) и возрастном, в соответствии с которым на определенном интервале данной линии делалась отметка о наличии на этой широте в данном возрастном диапазоне бокситовых месторождений.

Как видно из графика рис. 62, бокситовые месторождения приурочиваются к областям развития теплого или жаркого климата, но они формировались только в том случае, вернее только в те эпохи, которые можно считать эпохами максимального потепления климата всей планеты в целом. Это предположительно может быть связано с уничтожением в эти эпохи покровных ледников, а следовательно, и повышением уровня Мирового океана.

Все это позволяет сделать предположение, что той степени влажности, которая характеризует современные области развития муссонного климата, при наличии арктической и антарктической ледовых шапок, недостаточно для формирования мощных, хорошо проработанных кор выветривания. А большая влажность атмосферы может быть только при большей площади акваторий.

Судя по рис. 62, бокситоносные отложения на широтах нашей страны могли формироваться во второй половине осадочного цикла, преимущественно на его завершающих стадиях.

Проведенные нами в этом направлении исследования, охарактеризованные здесь частично, позволяют выделить в качестве вероятных бокситоносных эпох средний и поздний ордовик, может быть ландоверии («может быть» — потому что я не уверена в правильности определения климатических условий в эту эпоху), возможно лудлов, но в меньшей степени, чем средний и поздний ордовики, средний и поздний девон, ранний карбон, поздний триас. Мезозойская эра по своим климатическим условиям, вернее по климатической зональности, характеризовалась для наших широт меньшей благоприятностью для протекания процесса латеритного выветривания с большой интенсивностью. Мезозойские осадочные циклы, являющиеся как бы незавершенными, менее длительны, чем палеозойские. И в конце каждого такого цикла, характеризующегося на графике наиболее низким положением верхней кривой (показывающей изменение климатических условий в арктической зоне), можно предположить существование климатической обстановки (в соответствующих географических условиях), благоприятной для латеритного выветривания.

Глава 2. НЕКОТОРЫЕ СООБРАЖЕНИЯ О ВОЗМОЖНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ МОРФОМЕТРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ ДРУГИХ ЭКЗОГЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Эта глава отделена от предыдущей из-за различия степени достоверности изложенного в них материала. Все данные, содержащиеся в предыдущей главе, основаны на детальных, специально проведенных разработках. Здесь же высказываются лишь соображения о возможном применении морфометрического анализа при проведении поисковых работ.

Несомненно, что морфометрический анализ блоковых структур может найти широкое применение при прогнозировании месторождений, связанных с корой выветривания, так как площади их формирования и размещение участков переотложения продуктов их размыва, а также вероятность их сохранности контролировались формами палеорельефа и их эволюцией. Следует заметить, что эффективную отдачу от этих исследований можно ожидать при изучении позднемезозойских и кайнозойских кор выветривания, непосредственно связанных с формированием современного и субсовременного рельефа.

Детальное изучение блоковых структур в поисковых целях целесообразно лишь на тех площадях, где уже известны месторождения, связанные с корой выветривания, или же в тех районах, которые благоприятны по имеющимся геологическим предпосылкам. Иначе говоря, морфометрические исследования могут помочь районировать территорию по степени благоприятности ее отдельных участков по палеогеоморфологическому критерию, но не предопределить принципиально возможность развития рудоносных образований.

Особо эффективным (не в меньшей степени чем при прогнозе бокситоносности) рассматриваемый метод может оказаться при поисках месторождений силикатного никеля. Здесь помимо участков (блоков тектонического рельефа), благоприятных для формирования в их пределах кор выветривания и вероятной относительной мощности ее на отдельных участках, можно надеяться на выявление захороненных трещинных кор, образующихся вдоль линий тектонических нарушений.

На территории Тургайского прогиба месторождения этого типа располагаются на площади Зауральского поднятия и связаны с корами выветривания нонtronитового состава, сформировавшимися на массивах ультраосновных пород в раннемеловое время.

По всей вероятности, этот процесс мог продолжаться и в поздне-меловую эпоху, так как существовавшие климатические условия благоприятствовали этому, а данная структурно-фациальная зона представляла собой в то время денудационную равнину или выравненное плоскогорье.

Размеры рудоносных залежей на несколько порядков меньше площадей блоков тектонического рельефа. Следовательно, по данным морфометрического анализа, проведенного по топографической карте крупного масштаба, можно лишь провести районирование территории по степени ее благоприятности для формирования и сохранности руд этого типа. Однако, вероятно, и это важно для металлогенического районирования. Кроме того, для руд трещинного типа появится новый критерий, так как не все разломы выявляемые морфометрическим методом, устанавливаются при геологической съемке, тем более на закрытых и значительно выравненных площадях. В условиях Тургайского прогиба, при его выравненном рельефе, вряд ли, используя морфометрический метод анализа, можно выделить более мелкие блоки тектонического рельефа (неглубокого заложения, осложняющие основные структуры).

Но в менее выравненных областях, например на Южном Урале или, тем более, на Кубе, где тектонический рельеф выражен более ясно, применение рассматриваемой методики может быть эффективным.

Непосредственно для поисков рудоносных залежей описанную выше методику следует несколько дополнить. Вначале нужно провести весь описанный выше анализ по карте крупного масштаба и выделить тектонические блоки, в пределах которых могла по условиям рельефа на том или ином этапе его формирования образовываться кора выветривания. И только для этих участков продолжить выявление тектонических блоков второго и еще более мелкого порядка. Для этого нужно перенести выявленные рельефообразующие разломы на карту более крупного масштаба, выделить на ней площади, благоприятные по данным регионального анализа блоковых структур, а затем уже только в пределах этих площадей выделить более мелкие тектонические подразделения рельефа. Сделать это можно опираясь на те же особенности строения рельефа и характера ландшафта, но при меньшем значении минимальной разницы высот, достаточной для отнесения соседних участков к разным блокам тектонического рельефа.

Не увязывая результаты перемещений в общую картину формирования рельефа данного участка (что вряд ли будет возможно, так как многие из них могли проявиться сугубо локально), можно выделить в пределах каждого блока различные эрозионные уровни путем обобщения горизонталей, как это сделано для небольшого участка Енисейского края (см. рис. 60). Это, как показано выше, позволяет определить относительную продолжительность экспозиции площади блоков на относительно высоких гипсометрических уровнях поверхности, а также выделить участки наиболее поздних опусканий. Кроме того, на таких схемах очень наглядно выделяются как наиболее эродированные (при этом видна относительная степень эродированности одного участка относительно другого), так и наиболее сохранившиеся площади в пределах каждого блока.

Дополнительный морфометрический анализ в масштабе 1:200 000—1:100 000 поможет также выявить новые тектонические линии (большая часть которых не может быть установлена методами геологического картирования), благоприятные для формирования трещинных кор выветривания. Но предварительное проведение морфометрического анализа в мелком масштабе совершенно необходимо — без этого этапа работ нельзя выявить последовательность формирования тектонического рельефа, а следовательно, установить благоприятные для образования кор выветривания зоны. В том случае если исследования сосредоточиваются в пределах уже известных рудных зон, мелкомасштабные исследования нужны только для того, чтобы наметить основные рельефообразующие разломы.

Вероятно также, что при поисках месторождений силикатного никеля в тех районах, где еще недостаточно изучено размещение никеленосных интрузивных массивов, морфометрический анализ блоковых структур можно применить и для поисков последних. Критерии, на основании которых это можно сделать, я привести не могу, так как для этого нужны специальные исследования в нескольких районах размещения силикатно-никелевого оруденения. Вероятно, есть и какие-то общие поисковые признаки. Но результаты морфометрических исследований могут быть использованы и без обобщающих данных, в каждом отдельно взятом случае. Исходными предпосылками могут служить такие данные: а) типизация блоков тектонического рельефа по идентичности и последовательности рельефообразующих перемещений — заметив преимущественную приуроченность уже известных интрузивных массивов к определенному типу блокам, выделить в качестве перспек-

тивных близкие им по типу тектонического развития блоки; б) размещение установленных массивов вдоль определенных линий рельефообразующих разломов — отчетливое выражение последних на схеме блокового строения рельефа может помочь более точно проследить простираание перспективной зоны. И в первом (а), и во втором (б) случаях прогноз основывается на аналогиях. В пределах Тургайского прогиба установлено, что сгущение ультраосновных интрузивов наблюдается на площади блоков, характеризующихся устойчивой тенденцией к вздыманию (см. гл. 5). Такой тенденцией обладают поперечные морфоструктуры, весьма мало выраженные в рельефе современной поверхности, в связи с чем их трудно установить непосредственно из чтения топографической карты, без применения морфометрического анализа. На основании геологических данных такие зоны также не выявляются, так как они не характеризуются какими-либо специфическими проявлениями, а скорее являются нечетким рубежом распространения различных геологических образований. При поисках в закрытых районах морфометрические критерии могут принести пользу.

Нет нужды доказывать, что схемы палеорельефа для отдельных этапов его формирования могут оказывать большую помощь при поисках титаноносных отложений рыхлого чехла — с их помощью можно хотя бы ориентировочно установить не только участки, благоприятные для формирования кор выветривания, но и направление сноса продуктов их размыва, а также вероятные площади аккумуляции этих отложений. Да и не только титановых, но и других редкометалльных перекрытых россыпей, образовавшихся за счет позднемезозойского или кайнозойского выветривания и последующего размыва пород, содержащих эти минералы в качестве акцессорной примеси.

М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцева [14], характеризуя континентальные россыпи Днепрово-Бугского района, отмечают что большое значение приобрел тип россыпных месторождений, связанный не с четвертичными отложениями (более изученный тип), а с мезозойскими континентальными месторождениями, развитыми в пределах междуречий. Совершенно ясно, что это блоки наиболее ранних опусканий, которые на последующих стадиях формирования тектонического рельефа вновь были приподняты (или сохраняли этот же уровень, но оказались на уровне водораздельных участков в связи с более интенсивными опусканиями соседних блоков).

Третичные отложения также развиты здесь на площади водоразделов и представлены как морскими, так и континентальными отложениями.

Как необходимое условие для образования россыпей М. Г. Дядченко и А. Я. Хатунцева выдвигают неглубокое залегание кристаллического фундамента, в состав которого входят металлоносные кристаллические породы, и широкое развитие на значительную глубину процессов химического, преимущественно каолинового выветривания.

Из приведенного описания следует, что при поисках подобных россыпных месторождений весьма важным является установление участков, наиболее благоприятных для формирования мощных кор выветривания и ближних участков аккумуляции переотложения продуктов их размыва. Материалы, изложенные в предыдущих главах, показали, что эти задачи могут быть разрешимы с помощью морфометрического анализа блоковых структур. Следовательно, и здесь можно использовать топографические карты (иначе говоря, рельеф современной поверхности) много полнее, чем они используются в настоящее время.

При прогнозировании руд осадочного происхождения позднемелового или кайнозойского возраста схемы строения палеорельефа соответствующих им по возрасту эпох также могут помочь выявить площади, аналогичные рудоносным по условиям палеогеографической об-

становки. Попробую показать это на примере размещения оолитовых бурожелезняковых руд в северной части Тургайского прогиба, формирование которых связывают с развитием трансгрессии моря в туроне.

Оолитовые бурожелезняковые руды приурочены к аятскому горизонту, залегающему в прибрежно-морских песчано-глинистых отложениях аятской свиты туронского яруса верхнего мела.

Залив, в пределах которого отлагались оолитовые железные руды аятского горизонта, отчетливо выделяются на схеме строения рельефа территории Тургайского прогиба в туронском веке. Это блоки, расположенные на юго-западе морского бассейна (с условными отметками 220 и 208), отнесенные на основании морфометрического анализа к прибрежно-морским мелководным участкам. При составлении этой схемы (см. рис. 35) нас больше интересовала дифференциация площади развития континентальных отложений, так как преследовалась цель составления карты прогноза на бокситы. Поэтому площадь морского бассейна по вероятным соотношениям глубин морского дна обобщенно была разделена только на две ступени, несмотря на то что имеющиеся данные по реставрации палеорельефа позволяли разделить рельеф поверхности его дна на шесть гипсометрических уровней. В этом легко убедиться при рассмотрении схемы палеорельефа альб-сеноманского времени (см. рис. 33), т. е. эпохи, предшествующей трансгрессии. На занятой ею впоследствии площади были участки, относившиеся к различным высотным уровням: а) несколькими ступеням денудационной равнины, б) участкам, представляющим собой или пониженные части денудационной равнины или верхние уровни аккумулятивной равнины, в) небольшие участки аккумулятивной равнины и г) реликтовые возвышенности, на месте которых, вероятно, размещались острова туронского моря. Площадь, занятая аятским рудоносным горизонтом, до трансгрессии представляла собой наиболее повышенную часть денудационной равнины и, следовательно это была наиболее мелководная часть туронского моря. Такие же условия по фациям глубинности морского бассейна существовали еще лишь к северу от рудоносного блока, в пределах блока с условной высотной отметкой 227 (см. рис. 33).

В любом случае, если формирование осадочных полезных ископаемых зависело в какой-то степени от палеорельефа времени их формирования, морфометрический метод анализа блоковых структур можно применить при составлении прогнозно-металлогенических карт. С его помощью можно выделить участки отшурованных морских или озерных бассейнов, что важно при поисках солей или гипсоносных отложений; можно выделить наиболее погруженные участки аккумулятивных равнин, где впоследствии могли залегать угленосные отложения или какие-либо другие участки поверхности, перспективные для формирования каких-либо иных осадочных пород, используемых как минеральное сырье (например, различного нерудного сырья, используемого для нужд черной металлургии). Я не описываю, как это можно сделать, так как методика исследования та же, что и при поисках бокситоносных отложений, а последняя детально охарактеризована в предыдущей главе. Конечно, в зависимости от предполагаемых фациальных условий формирования ископаемых пород, перспективными могут быть различные по своему рельефу области. Например, на схеме палеорельефа территории Тургайского прогиба в туронском веке благоприятными для бокситообразования были определенные уровни денудационной равнины, а образованию оолитовых бурожелезняковых руд отвечали мелководные морские заливы. Залежи углей этого возраста следовало бы искать на территории, отвечающей в ту эпоху наиболее пониженным участкам аккумулятивных равнин. Оговорю только еще раз, что это методика оценки палеогеоморфологического фактора, и

для окончательной прогнозной оценки необходим учет палеоклиматической и палеогеологической обстановок.

Применение этого метода при поисках полезных ископаемых экзогенного происхождения, вероятно, ограничивается возрастом рудоносных отложений — эффективным он может быть в случае позднемезозойского или кайнозойского их возраста. Хотя при любом возрасте отложений он может помочь при уточнении границ структурно-фациальных зон.

Очень трудно высказать предположение относительно того, можно ли использовать результаты морфометрического анализа блоковых структур для поисков россыпей, образующихся при переотложении продуктов разрушения коренных месторождений полезных ископаемых, таких, как алмазы, золото, платина, олово, вольфрам и др. Подобные россыпные месторождения характеризуются большой пространственной близостью к коренным источникам, поэтому в случае ограниченного распространения последних, когда они приурочиваются к одному или нескольким единичным блокам тектонического рельефа, морфометрические исследования такого регионального плана при прогнозных построениях нельзя применить, так как коренные и россыпные месторождения приурочиваются к площади одного или нескольких блоков. Взаимоотношение участков сноса и аккумуляции продуктов разрушения коренных пород на территории таких ограниченных площадей определяется не соотношением гипсометрических уровней отдельных блоков (что устанавливается с помощью данного метода), а размещением более мелких тектонических нарушений, литологическими особенностями пород, слагающих этот участок, а более всего рисунком ранее заложеной гидросети. Морфометрические исследования, поставленные с целью изучения палеогеоморфологического контроля, в этом случае должны быть значительно более детальными и проводиться иными методами.

Но в случае широкого поля распространения коренных источников полезных компонентов россыпей некоторую информацию о возможном размещении россыпных месторождений, вернее участков, благоприятных для их формирования, могут представить и материалы, полученные в результате морфометрического анализа блоковых структур.

Прежде всего с помощью данного метода фиксируются уступы рельефа палеоповерхности, вдоль которых могли скапливаться коллювиальные отложения, при этом некоторые из таких уступов в рельефе современной поверхности могут быть слабо выражены или вовсе не выражены. Такие уступы отражаются на схемах строения палеорельефа и, более отчетливо, на последовательном ряде профилей палеоповерхности, составленных на основании расчетных данных, полученных с помощью морфометрического анализа. Более подробно этот вопрос рассмотрен в главе 2 данной части работы.

По относительному гипсометрическому уровню отдельных блоков тектонического рельефа на разных стадиях его формирования можно судить об активности врезки речных долин на том или ином участке, в тот или иной период времени. Одновременно с этим, базируясь также на относительном соотношении высот поверхности палеорельефа в пределах различных блоков, вероятно, можно сделать некоторые заключения о размещении наиболее активно разрушаемых участков области сноса.

Но все это только предпосылки возможности применения морфометрического анализа блоковых структур при поисках россыпных месторождений. Однако методика подобных исследований (с такой степенью детальности, как это сделано для бокситовых месторождений, залегающих в основании рыхлого чехла платформ) осталась не разработанной.

Глава 3. ПРИМЕНЕНИЕ ТОПОГРАФИЧЕСКИХ КАРТ ПРИ ПОИСКАХ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рекомендуемый морфометрический анализ блоковых структур также можно использовать при прогнозировании эндогенного оруденения. Выше (часть II, глава 1) было показано, что результаты этого анализа с успехом можно применять при поисках месторождений, генетически связанных с корой выветривания, в частности бокситовых месторождений. Это и понятно, так как возможность формирования таких месторождений находится в прямой зависимости от развития рельефа. Эндогенная минерализация прямой связи с рельефом поверхности не имеет. Однако блоки тектонического рельефа позволяют получить представление о тектонических блоках фундамента, а также о размещении зон глубинных разломов. Последнее при прогнозировании эндогенных месторождений всегда играет роль одного из ведущих критериев. А с помощью данного метода морфометрического анализа сеть глубинных разломов восстанавливается очень четко, при этом глубинные разломы можно ориентировочно подразделить по масштабу. Следовательно, уже с этих позиций результаты таких исследований могут быть использованы.

По всей вероятности, их можно использовать значительно полнее. Каждый выделенный блок, реже небольшая группа блоков характеризуется своими индивидуальными чертами, в чем-то несходны с каждым из других блоков, а в чем-то сходны почти с каждым из них. В пределах некоторых блоковых группировок идентично развивалось осадконакопление в тот или иной период геологической истории, но они не имеют сходства в характере проявлений магматизма; и наоборот, блоки, входящие в ареал развития однотипных и одновозрастных магматических пород, могут отличаться по составу слагающих их осадочных толщ, и т. д.

Непостоянством блоковых группировок в течение геологической истории развития какого-либо региона (такая изменчивость была характерна и для последнего этапа формирования тектонического рельефа — с. ч. 1, гл. 2) можно объяснить несовпадение в плане различных поисковых и рудоконтролирующих признаков. Зная размещение блоковой сети, можно точнее оконтурить площадь развития таких признаков даже не проводя специальных построений. Последние могут быть весьма разнообразны в зависимости от специфики размещения полезного ископаемого, геологического строения района исследования, полноты имеющегося материала, а также масштаба проводимых исследований. Таким образом, в каждом отдельном случае должен быть свой индивидуальный подход.

При этом поскольку это все же метод регионального анализа, то, видимо, наибольшее применение он может найти при прогнозировании новых рудных районов, зон и узлов (терминология Е. Т. Шаталова [56]).

Попробую рассмотреть один из возможных методов на примере территории одного из районов Северо-Востока СССР. Геологическая позиция оловорудных месторождений достаточно разнообразна. Вмещающими породами служат как интрузивные тела (порфиroidные биотитовые и лейкократовые граниты и гранит-порфиры и др., нередко альбитизированные или грейзенизированные), так и вмещающие их метаморфизованные терригенные или вулканогенно-терригенные породы экзоконтакта, а также метаморфизованные участки последних. Часто оруденение приурочивается к апикальным частям невоскрытых интрузий. Рудные тела представлены или минерализованными зонами дробления, или кварцевыми, турмалин-кварцевыми, хлорит-кварцевыми

ми, кварц-полевошпатовыми и другими жилами и прожилками с касситеритом.

Месторождения олова в данном регионе характеризуются высокой степенью изученности (работы С. С. Смирнова, Ю. А. Билибина, Е. Т. Шаталова, В. Т. Матвеевко, И. С. Рожкова, В. В. Еловских и др.). Трудно выявить для этой территории что-либо новое на основе ориентировочных мелкомасштабных построений. Поэтому приведенный ниже металлогенический анализ, основывающийся на выявленных блоковых структурах, имеет чисто методическое значение. Это естественно, так

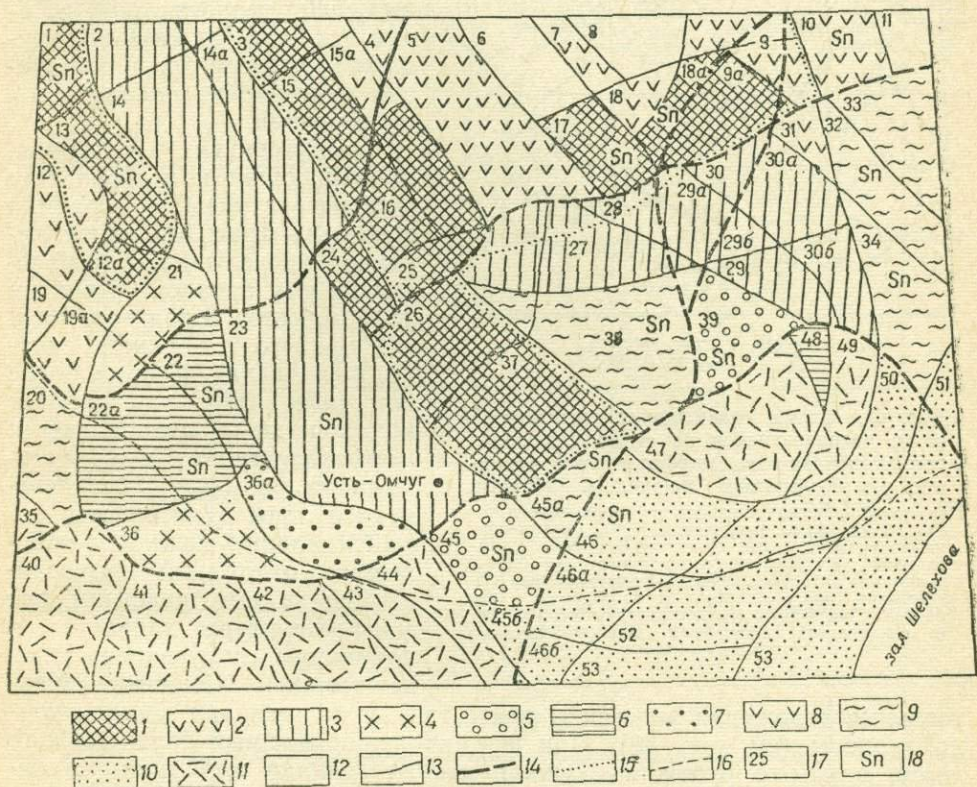


Рис. 63. Схема размещения типов блоков, выделенных на основании ассоциаций магматических пород и связи с ними размещения оловорудной минерализации, в районе Яно-Колымской складчатой области.

1-12 — типы блоков (характеристику см. в табл. 8); 13 — границы между блоками тектонического рельефа, отвечающие линиям глубинных разломов; 14 — разломы наиболее глубинного заложения; 15 — контур площади, в пределах которой мощность доюрских пород более 12 тыс. м; 16 — граница площадей с мощностью доюрских пород 8—12 тыс. м (к северу от линии) и 4,5—7 тыс. м (к югу от линии); 17 — номера блоков тектонического рельефа; 18 — блоки, в пределах которых установлены проявления оловорудной минерализации

как для составления карт прогноза, отвечающих современному этапу исследований, необходимо располагать всеми имеющимися к этому времени материалами по геологическому строению и рудным месторождениям района.

Оловянные месторождения Северо-Востока СССР, независимо от типа рудной формации, генетически связывают с формированием магматических пород. Выше (часть I, глава 5) была проведена типизация выделенных блоков по характеру и возрасту проявленных в их пределах магматических пород. На рис. 63 отображено пространственное размещение различных типов блоков (усл. зн. 1—12), блоковая сеть (усл. зн. 13), при этом разломы наиболее глубинного заложения выделены особо (усл. зн. 14), а также схематичное размещение оловорудной минерализации. Характеристика отдельных типов блоков здесь

опускается, так как она достаточно подробно освещена в главе 5. Из рассмотрения схемы видно, что оруденение в основном приурочивается к морфоструктурам «обрамления», к их внутреннему краю, площадь которого при формировании тектонического рельефа области захватывалась отчасти и при формировании центральных морфоструктур. Таким образом, это какая-то промежуточная зона, тектоническая активность которой не затухала в течение более длительного времени, чем

на других участках этой территории. На протяжении предыдущей геологической истории эта зона также часто служила рубежом распространения каких-либо геологических образований.

Внутренняя (северная, примыкающая к центральным морфоструктурам) граница этой зоны (рис. 64) контролировала пределы распространения к югу ареалов развития палеозойских пород — ордовика, нижнего и верхнего силура, размещение которых более или менее близко совпадает по площади с центральными морфоструктурами в их минимальных размерах, без переходной зоны (интересно, что максимальные мощности ордовикских отложений приурочиваются к тем участкам, где морфоструктуры западного и восточного «полуovalов» перекрываются). Нижнекаменно-

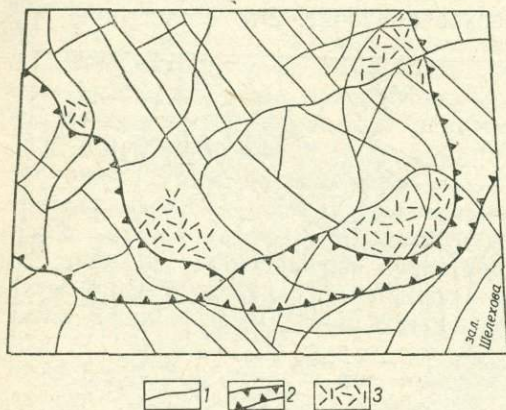


Рис. 64. Схема размещения переходной зоны, развивающейся на стыке различных рельефообразующих морфоструктур в районе Яно-Колымской складчатой области.

1 — границы между блоками тектонического рельефа; 2 — границы переходной зоны, характеризующейся в прошлые геологические эпохи наибольшей тектонической активностью; 3 — блоки, в пределы которых проникали магматические образования, пространственно и во времени связанные с развитием морфоструктуры «обрамления» (с субширотной структурой Охотско-Чаунского вулканического пояса)

угольные отложения залегают, кроме того, и на площади промежуточной полосы (см. рис. 39). При формировании мощных толщ верхней перми каким-то рубежом служила южная граница этой промежуточной зоны (северная граница той части морфоструктуры «обрамления», которая не вовлекалась в тектонические движения при развитии центральных морфоструктур). Севернее этой линии верхнепермские отложения имеют значительно большую мощность, чем к югу от нее. То же относится и к отложениям среднего и верхнего триаса.

Не менее отчетливо размещаются по отношению к этой зоне и магматические образования, что видно по размещению блоков разного типа по обе стороны от этой зоны и в ее пределах. Но пространственные сочетания блоков здесь значительно более сложные, что отчасти, вероятно, объясняется проникновением магматических продуктов вдоль каких-либо трещин за пределы участков их преимущественного развития.

Помимо этого оловорудные проявления установлены на площади блоков, примыкающих к северо-восточному разлому глубинного заложения, который начиная от раннеюрского времени часто служил магмоподводящим каналом. Таким образом, в общем минерализация приурочивается к наиболее тектонически активным зонам разлома фундамента, которым отвечают более или менее локализованные разломы или зоны, развивающиеся на границах разных структур.

Оловянная минерализация установлена на площади блоков следующих типов: 1, 2, 3, 4, 5, 6, 9 и 10. Каждый блок, входящий в опреде-

ленную типовую группировку, имеет кроме того и свои индивидуальные черты, несколько иные ассоциации магматических пород (табл. 9).

Таблица 9

Характерные ассоциации магматических пород на площади оловоносных блоков

Тип блока	Магматические проявления								
	гранитоиды верхнеюрские	андезиты верхнеюрские	гранитоиды верхнеюрские—нижнемеловые	андезиты апта	гранитоиды нижнемеловые	туфы и лавы турон-сенона	андезиты сенона-дата	липариты сенона-дата	гранитоиды верхнемеловые
1	+	—	—	—	—	—	—	—	—
1	+	—	—	—	—	—	—	+	—
2	—	+	—	—	—	—	—	+	—
3	—	—	+	—	—	—	+	+	—
4	—	—	+	+	+	—	+	+	—
5	—	—	+	—	—	—	—	+	+
5	—	—	+	+	—	+	+	+	+
6	—	—	+	—	+	—	+	+	+
6	—	—	+	+	+	—	+	+	+
9	—	—	—	—	—	+	+	+	+
10	—	+	—	+	+	+	+	+	+

«+» означает присутствие на площади рудоносного блока данного типа гранитоидов или эффузивов этого возраста; «—» — отсутствие. Рудоносные блоки 1-го, 5-го и 6-го типов представлены двумя разновидностями, отличающимися друг от друга проявленными совокупностями магматических пород.

Как видно из табл. 9, в пределах рудоносных блоков установлены различные интрузивные и эффузивные породы. Одни из них, как, например, гранитоиды позднеюрского возраста и андезиты келловей-оксфорд-раннего кимериджа, а также прослой лав и туфов турон-сенонского возраста и гранитоиды раннемелового возраста имеют сравнительно ограниченное распространение. Другие, такие, как гранитоиды позднеюрского — раннемелового возраста, андезитовые толщи аптского яруса и кайнотипные андезито-базальты сенона-дата, установлены примерно в пределах половины рудоносных блоков. Еще большим распространением пользуются гранитоиды позднего мела, но все же на территории некоторых типов рудоносных блоков они отсутствуют. При этом отсутствие интрузивных массивов позднемелового возраста не мо-

жет компенсироваться присутствием гранитоидов позднеюрского — возраста, так как они относятся к различным петрохимическим разновидностям магматических пород. Во всех без исключения блоках, на площади которых установлены оловорудные проявления, присутствуют кайнотипные липариты позднего мела. Если исключить из рассмотрения липариты, то в пределах рудоносных блоков различные петрохимические разновидности магматических пород сочетаются в различных вариантах. Это позволяет более или менее уверенно говорить, что отсутствие какого-либо типа магматических пород не влияет на рудоносность данного участка территории.

Итак, рудопроявления наиболее устойчиво приурочиваются к площади блоков, в пределах которых залегают липаритовые породы сенон-дата. Иногда это мощные толщи, развитые на значительной площади (блоки 22, 32, 34 и некоторые другие). В некоторых случаях это цепочки выходов или даже единичные выходы, как, например, на территории блока 9а (такие выходы местами проникают на площади центральных морфоструктур). На территории блоков 17 и 18а вообще выходы липаритовых отложений не установлены. Но это не может умалять устойчивой пространственной ассоциации оруденения и кислого эффузивного магматизма верхов позднего мела.

Означает ли это больше, чем пространственную ассоциацию, — судить трудно, для этого необходим комплекс специально поставленных исследований. Однако если учесть независимость оруденения от характера выходов липаритов и не менее устойчивую пространственную ассоциацию месторождений с гранитными массивами и их экзоконтактовыми зонами, можно предположить, что близость между липаритами и оруденением ограничивается пространственными связями.

Возможно, что это примерно такой же тип связи, как между этими же липаритами и палеогеновыми базальтами — последние для выхода на поверхность использовали те же каналы, что и наиболее близкие им по возрасту эффузивные породы. В таком случае оруденение следует связать с послемагматическими растворами. Возможно, что восхождению последних способствует повышенная тектоническая активность, а ею в этот период несомненно обладали блоки, в пределах которых происходили излияния липаритов. С этих позиций не менее благоприятными должны быть и те блоки, где хоть и отсутствуют липариты, но установлены массивы позднемеловых гранитоидов. Вяжется с этим представлением и возраст оруденения. Так в блоках 32 и 34, где ввиду особенностей геологического развития, кайнотипного облика липариты имеют не сенон-датский, а турон-сенонский возраст (при проведении блокового анализа это опережение не учитывалось, хотя и было установлено), возраст оруденения, по данным В. С. Кравцова [50, с. 46], равен 85—86 млн. лет.

В пределах таких тектонически активных блоков наиболее вероятными участками, подвергнувшимися наибольшему воздействию послемагматических растворов, должны быть площади развития гранитных массивов, особенно их эндо- и экзоконтакты, тем более что многие из этих гранитных массивов (по данным И. Я. Некрасова, В. А. Серебрякова и других исследователей) являются многофазными и, следовательно, они формировались в течение длительного времени.

Я не привожу здесь имеющихся взглядов на генезис этих месторождений (они достаточно широко освещены в печати), сама я изучением оруденения данного типа не занималась и, естественно, совершенно не компетентна в вопросах их происхождения. С одной стороны, это даже лучше, так как позволяет мне провести металлогенический анализ на основе блоковых структур непредвзято, и возможности или слабые места методики как таковой (а не моих взглядов на тот или иной вопрос) выявятся более ясно.

Итак, первое сопоставление типов блоковых структур по совокупности проявленных магматических проявлений с размещением оловорудной минерализации показало приуроченность оловорудных площадей к тем же блокам, что и выходы кайнотипных липаритов. Даже без установления причин такой связи она должна быть использована при металлогенических построениях как один из поисковых критериев. Следовательно, следующей задачей является рассмотрение особенностей положения таких блоков по сравнению с другими, где также имеются выходы этих липаритов. Блоки 17 и 18а, поскольку в их пределах не установлены липариты позднемелового возраста, должны изучаться с каких-то других позиций, хотя в общем их положение по отношению к морфоструктурам района сходно с позицией блока 9а. Для наглядности сравнительная характеристика «липаритовых» блоков приведена в табл. 10.

Обработать эти данные, применяя машинный алгоритм, нельзя, так как отсутствуют прототипы безрудных блоков. Пожалуй, нет никаких геологических предпосылок, которые позволили бы обосновать невозможность проявления оловянной минерализации в пределах какого-либо из блоков выделенной полосы. Почти в любом из этих блоков установлены массивы гранитоидов ранне- и позднемелового возраста, а на территории некоторых из них и позднеюрского и позднеюрско-раннемелового возраста. Однако некоторые выводы все же можно сделать.

На территории тех блоков, где мощность доюрских пород не превышает 7 тыс. м, ни в одном случае оруденение не установлено. Таких блоков семь, и площадь, которую они занимают, достаточно обширна, чтобы считать это случайностью. Наиболее вероятно, что (если это положение отвечает действительности) играет роль не мощность пород, так таковая, а состав толщ, сквозь которые поступают растворы. Там, где суммарная мощность доюрских пород является минимальной, отсутствуют палеозойские толщи, а также значительно уменьшена мощность триасовых отложений. Собственно из палеозойских пород на площади этой полосы, даже в ее северной части, присутствуют только отложения нижнего карбона. Таким образом, оруденение не обнаружено на площади тех блоков, в осадочном чехле которых отсутствуют породы нижнего карбона и сокращена мощность триасовых отложений. Конечно, чтобы сделать какой-то определенный вывод этот вопрос также требует постановки детальных петрографических исследований. Во всяком случае, роль ассимиляции элементов вмещающих пород рассматривалась многими исследователями (В. С. Коптев-Дворников, М. Г. Руб и др.). Х. М. Абдуллаев [1], изучая редкометалльные месторождения Средней Азии, пришел к выводу о большой роли ассимиляции вещества вмещающих пород в образовании руд.

Вероятно с этим же связано то, что рудоносные блоки располагаются вдоль внутреннего края полосы выходов липаритов — ведь именно к этому краю приурочиваются наибольшие мощности доюрского осадочного чехла. Однако на площади блока 50, где эта мощность более 8 тыс. м, но блок расположен вдоль южной границы полосы выходов, оруденение также не установлено, но из единичного факта сделать вывод невозможно.

Несущие оруденение блоки располагаются также к северу от полосы выходов липаритов позднего мела в тех случаях, когда на продолжении полосы выходов последних (такие полосы имеют простирание поперечное к простиранию этой структуры, т. е. субмеридиональное), уже в пределах блоков, относящихся по своему положению к центральным морфоструктурам, залегают небольшие массивы гранитоидов позднего мела, чаще их цепочки.

Сравнительная характеристика «липаритовых» блоков по мощности доюрских пород и общей их позиции в пределах полосы выходов липаритов позднего мела

№ блока	Мощность доюрских пород (тыс. м)			Приуроченность блока к определенным зонам полосы выходов липаритов			
	более 12	8,5—12	4—7	внутренней (северной)	срединной	внешней (южной)	изолированные выходы в пре- делах других блоков
12	1	0	0	1	0	0	0
19	0	1	0	0	1	0	0
20	0	1	0	0	1	0	0
21	1	0	0	1	0	0	0
22	0	1	0	1	0	0	0
22a	0	0	0	1	0	0	0
36	0	0	1	0	1	0	0
36a	0	1	0	1	0	0	0
41	0	0	1	0	0	1	0
42	0	0	1	0	0	1	0
43	0	0	1	0	0	1	0
44	0	0	1	1	0	0	0
45	0	1	0	0	0	0	1
46	0	1	0	1	0	0	0
47	0	1	0	1	0	0	0
48	0	1	0	1	0	0	0
49	0	1	0	1	0	0	0
50	0	1	0	0	0	1	0

№ блока	Мощность доюрских пород (тыс. м)			Приуроченность блока к определенным зонам полосы выходов липаритов			
	более 12	8,5—12	4—7	внутренней (северной)	срединной	внешней (южной)	изолированные выходы в пре- делах других блоков
<u>10</u>	0	1	0	0	0	0	1
<u>32</u>	0	1	0	1	0	0	0
<u>34</u>	0	1	0	1	0	0	0
<u>9a</u>	1	0	0	0	0	0	1
Блоки, залегающие на продолжении полосы выхода липаритов							
<u>1</u>	1	0	0	0	0	0	1
<u>13</u>	1	0	0	0	0	0	1
Блоки, в пределах которых позицию, идентичную изолированным выходам липаритов, занимают массивы гранитоидов							
<u>23</u>	0	1	0	0	0	0	1
<u>38</u>	0	1	0	0	0	0	1
<u>39</u>	0	1	0	0	0	0	1
<u>52</u>	0	0	1	0	0	1	0
<u>53</u>	0	0	1	0	0	1	0

«1» — присутствие признака, «0» — его отсутствие. Номера блоков, в пределах которых установлено оруденение, подчеркнуты линией.

Из табл. 10 видно, что сходную с рудоносными блоками позицию занимают блоки 19, 20, 21, 47, 48 и 49. Несколько неясна позиция блока 9. Он не вошел в таблицу, так как на его площади не установлены ни липариты, ни гранитоиды позднего мела (собственно это и послужило причиной разделения блоков 9 и 9a). Но вероятно этот блок также был в то время тектонически активным. С этих же позиций перспективной является юго-западная часть площади блока 14.

Таким образом, даже ориентировочный (может быть, уместнее сказать рекогносцировочный, нащупывающий пути применения блокового анализа в металлогенических целях) анализ позволяет предположить следующее.

а. Оруденение приурочивается к зоне, являющейся рубежом между двумя типами морфоструктур (рельефообразующие структуры последнего этапа тектонической перестройки рельефа), отличающихся между собой существенно различной историей геологического развития. Зона рубежа является своего рода переходной, так как она в своем геологическом развитии присоединялась то к той, то к другой морфоструктуре. В связи с этим она обладает повышенной тектонической ак-

тивностью. Вернее, именно вследствие повышенной тектонической активности она принимала участие в тектонической жизни обеих структур. Морфометрическим анализом в пределах этой зоны установлена система субпараллельных глубинных разломов.

б. В пределах зоны оруденение приурочивается к тем блокам, которые характеризовались повышенной тектонической активностью в конце позднего мела, что фиксируется размещением позднемеловых липаритов и гранитоидов. Непонятной с этих позиций является приуроченность оловянной минерализации к блоку 18а. Может быть, пространственное положение оруденения объясняется близостью этого блока к северо-восточному глубинному разлому, характеризующемуся повышенной тектонической и магматической активностью.

Еще раз напомним, что эти построения в связи с недостаточным использованием материалов, характеризующих рудные месторождения, имеют методическое значение, хотя некоторые выводы, вероятно, можно использовать при составлении прогнозно-металлогенических карт.

В ходе проведенного анализа блоковых структур выявилась особая роль поперечных к господствующему простиранию морфоструктур. Они не оказывают большого влияния на строение современного тектонического рельефа, так как амплитуды перемещения при их формировании относительно незначительны. Поперечные морфоструктуры имеют значительную протяженность, но не реализуются в рельефе поверхности в виде четко выраженных структурных форм поверхности. Они пересекают последние, осложняя их рельеф. Так, например, поперечная валлообразная возвышенность (в пределах Тургайского прогиба это поднятие доюрского фундамента), сохраняя субширотное простирание, прослеживается на территории Русской платформы, далее пересекает Урал и Тургайский прогиб и уходит на территорию Центрального Казахстана. Судя по геологической характеристике разломов, оконтуривающих такие зоны поперечных дислокаций, последние характеризуются наибольшей глубиной заложения. Подобного типа морфоструктура не была выявлена только на площади рассмотренной части Юго-Запада Сибирской платформы (может быть, это обусловлено тем, что такие структуры располагаются на значительном расстоянии друг от друга?).

Установленные выше поперечные структуры характеризуются устойчивой тенденцией к воздыманию (для того чтобы утверждать, что это правило, рассмотренных примеров недостаточно). Однако и это уже интересно с металлогенических позиций. Многие исследователи, занимающиеся металлогенией, подчеркивают, что рудные узлы приурочиваются к местам пересечения рудных зон с осложняющими их тектонические структуры поперечными зонами поднятий. Это отмечали Д. О. Горжевский и Г. Ф. Яковлев для Алтая, неоднократно упоминали о металлогеническом значении таких структур Е. А. Радкевич и И. Н. Томсон, а также многие другие геологи. Весьма вероятно, что и в этом и в другом случаях речь идет об одних и тех же структурах, слишком сходны их характеристики. Если это так, морфометрический анализ блоковых структур может принести большую пользу при металлогеническом картировании районов с эндогенным оруденением.

Так, например, с этих позиций интересны структурно-тектонические особенности медноколчеданных месторождений, приуроченных к нижним частям (спилит-диабазовым толщам) спилит-кератофировой формации. Рассматривая геотектоническую позицию месторождений этой рудной формации на территории Тетиса и суммируя данные других исследователей, Г. А. Твалчрелидзе [43] пришел к выводу, что колчеданная минерализация размещается в местах наименьших мощностей рудовмещающих вулканогенных толщ, вдоль поперечных поднятий, или на крыльях геосинклинальных рвов, где предполагаются

глубинные разломы фундамента, контролирующие долговременную деятельность вулканических очагов. Сокращенные мощности вмещающих вулканогенных толщ, на что указывают многочисленные описания подобных месторождений, позволяют считать, что поперечные зоны, характеризующиеся устойчивой тенденцией к поднятию и пересекающие основную рудоносную структуру, играют роль в размещении в ее пределах колчеданного оруденения.

Особенно ценным может оказаться применение морфометрического анализа блоковых структур при металлогеническом картировании флишевых толщ, однообразное строение которых затрудняет выявление тектонических особенностей их развития. Между тем в последних нередко концентрируется разнообразное оруденение. В Центральном Казахстане к флишевой песчанико-сланцевой толще силурийского возраста приурочиваются вольфрамитовые и шеелитовые месторождения, вероятно, связанные генетически с гранитными интрузиями пермского возраста [58]. Вольфрамитовые месторождения залегают в экзоконтактовых зонах гранитных массивов, а шеелитовые нередко в значительном удалении от их известных выходов, в ороговикованных породах, где они образуют штокверки. Пермские гранитные интрузивы, чаще небольшого размера, местами образуют цепочки выходов, простирающиеся которых является поперечным к основным структурам района.

К флишевым осадочным формациям приурочиваются также нередко месторождения золота, относимые к малосульфидной золоторудной формации [33]. При этом в некоторых районах наблюдается пространственная связь с гранитоидными интрузиями. Не рассматривая характера связи оруденения с интрузиями (собственно в данном случае это не имеет значения), можно предположить что рудные зоны являются областями (вернее, полосами), характеризующимися тенденцией к воздыманию, так как выше было показано, что последняя свойственна площадям развития гранитоидных массивов. Установленные выше поперечные зоны поднятий характеризуются длительностью существования — они являлись таковыми в прошлые геологические эпохи и в качестве таковых же установлены в современно тектоническом рельефе (что улавливается с помощью морфометрического анализа). Есть все основания предполагать, что рудные зоны, размещающиеся во флишевых толщах, фиксируются в современном рельефе в виде поперечных морфоструктур поднятия. Точно также должны проявляться в рельефе поверхности поперечные перегибы, осложняющие структуру рудных зон с колчеданным оруденением, что также, если это будет проведено, может помочь прогнозированию рудных месторождений.

Решающим, по-видимому, является то обстоятельство, что поперечные глубинные разломы характеризуются наиболее глубинным заложением. Очень часто при металлогенических построениях как перспективные выделяются участки пересечения глубинных разломов (И. Н. Томсон, М. А. Фаворская и многие другие геологи). В одних случаях это оправдывается, в других нет. Сеть глубинных разломов отличается достаточной густотой, и даже в рудных районах трудно ожидать, что значительная часть имеющихся пересечений будет сопровождаться рудной минерализацией. Вероятно, нужно для этого как-то классифицировать разломы. Может быть, перспективами обладают узлы пересечения разломов, оконтуривающих рудоносные структуры с описанными поперечными разломами глубинного заложения? Судя по характеру размещения оловорудной минерализации рассмотренного района Северо-Востока, а также шеелитовых месторождений Центрального Казахстана, минерализация приурочивается не только к узлам пересечений, а распространяется на всю площадь блоков рудоносных структур, попавших в зону поднятий.

Рудоносные площади различного масштаба (от рудных поясов до рудных зон включительно) обычно имеют четко выраженную линейную форму. Как правило, это площади, характеризующиеся повышенной тектонической активностью: геосинклинали, их краевые части и обрамление, наложенные и краевые прогибы, геосинклинальных и орогенических зон, зоны активизации, окраинные зоны крупных тектонических структур на платформах, зоны глубинных разломов и прочие наиболее подвижные участки земной коры. Из-за неоднородного строения эти подвижные области в свою очередь подразделяются на более подвижные и относительно более спокойные меньшего размера участки. Практически эту закономерность можно учитывать вплоть до прогнозирования рудных месторождений в пределах рудных полей. Такие участки должны относительно легко определяться на схемах строения блоковых структур, составленных с помощью морфометрического анализа топографических карт, как пояса развития мелкоблоковых структур, «облакивающих» более крупные блоки.

И еще один аспект применения морфометрического анализа блоковых структур при металлогенических исследованиях. При прогнозировании рудных месторождений большое значение придается положению эрозионного среза рудоносных структур. Существуют различные методы его определения. Во всех случаях сложным является определение, как далеко можно экстраполировать тот или иной показатель величины среза.

Величину эрозионного среза, связанного с последней эпохой денудации, можно довольно точно определить с помощью схем блокового строения рельефа поверхности — с помощью морфометрического анализа устанавливаются границы каждого блока тектонического рельефа: считая, что рельефообразующие перемещения наложились на уже выравненную поверхность, можно предположить, что вся поверхность одного блока (за исключением небольших возвышенностей и впадин) имела после завершения процесса тектонического рельефообразования одинаковый гипсометрический уровень; следовательно, денудацией уничтожен тот объем горных пород, который был заключен между плоскостью, отвечающей уровню тектонической поверхности данного блока (сверху), и современной его поверхностью (снизу). Подобные карты, составленные с иной целью, есть и в этой работе (см. рис. 60); там же описан способ их составления. На упомянутой схеме в пределах каждого блока выделено (не считая врезов речных долин) от трех до четырех гипсометрических уровней. Самый верхний из них приурочивается к отдельным небольшим возвышенностям очень неправильных очертаний, поэтому наиболее вероятно, что они относятся к реликтам древнего рельефа, сохранившимся на поверхности выравнивания. Три более низких гипсометрических ступени разделены сечениями с амплитудой 100 м. Таким образом, высоты в пределах каждой ступени колеблются в пределах 100 м. Вторая сверху ступень, ее верхний срез, отвечает уровню первичной тектонической поверхности блока. Участки, входящие в пределы этой ступени, эродированы не более чем на 100 м. Поверхность третьей сверху ступени понижена относительно первоначального уровня поверхности тектонического рельефа уже на 100—200 м, а четвертая — на 200—300 м. Поясно это на чертеже.

На рис. 65 изображены три блока тектонического рельефа (вертикальный масштаб, конечно, значительно крупнее горизонтального). Показаны два уровня поверхности — современный и первоначальный гипсометрический уровень блоков после завершения процесса формирования тектонического рельефа. Каждый блок делится на равновысотные ступени, но независимо друг от друга. Объем уничтоженной денудацией горной массы выступает очень отчетливо. Собственно при составлении таких разрезов горизонтальные сечения, пересекающие поверхность

блоков через определенные высотные интервалы, излишни. Но они нужны при получении этих же данных на карте. Во-первых, с помощью таких сечений, отраженных в виде обобщенных горизонталей, определяется размещение отдельных гипсометрических ступеней (см. описание к рис. 60), во-первых, если каждую ступень отразить отдельными условными знаками (цветом, крапом), то на такой карте сразу будут видны участки, отличающиеся (или сходные) по степени денудации.

Без карты блокового строения тектонического рельефа, без хотя бы примерного определения уровня поверхности первоначального (тектонического) рельефа для каждого блока, такую карту, довольно точно определяющую размеры эрозионного среза, составить невозможно — неизбежны ошибки при определении высоты исходной поверхности на отдельных участках площади (см. рис. 65). Как следствие — значительное завышение результатов денудации и глубины эрозионного среза на таких участках.

В этой главе не приведено описание составления конкретной металлогенической карты какого-либо рудного района.

Но даже приведенных примеров возможного применения морфометрического анализа блоковых структур при прогнозировании эндогенных рудных месторождений (выделение скрытых глубинных разломов, их ранжировка по глубине заложения; выделение длительно развивающихся морфоструктур, что может помочь более точно определить размещение рудоконтролирующих разломов; выявление и определение поперечных зон поднятий; установление зон развития мелкоблоковых структур; возмуждения считать величину эрозионного среза) достаточно для утверждения, что данный тип морфометрических исследований может оказать помощь при поисках эндогенного оруденения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В заключении обычно обобщают результаты проведенных исследований и делают выводы о теоретической или практической ценности подобных работ. Опыт применения морфометрического анализа блоковых структур, методика которого охарактеризована в данной книге, ограничивается методическими разработками, пусть очень детальными и на конкретном материале, позволяющими считать, что полученные выводы, если методика верна, отвечают действительности. Проверка полученных с помощью морфометрии материалов геологическими данными показала, что результаты и сделанные выводы правильны. Схема оценки перспектив бокситоносности по палеогеоморфологическому кри-

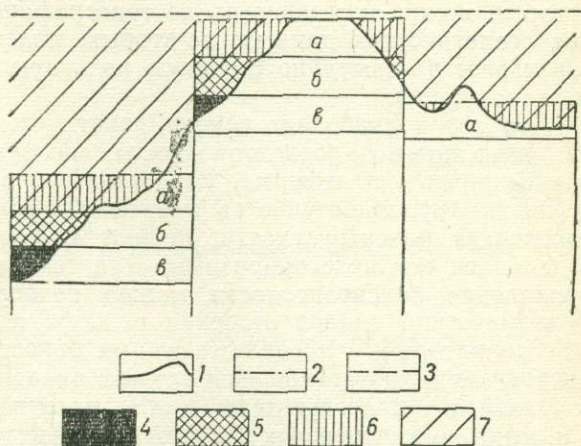


Рис. 65. Схематический разрез, показывающий возможность определения величины эрозионного среза с помощью морфометрического анализа блоковых структур.

1 — уровень современной поверхности; 2 — гипсометрический уровень поверхности отдельных блоков после завершения формирования тектонического рельефа; 3 — то же, если не учитывать блоковые структуры; 4 — участки, уничтоженные в результате наиболее глубокой денудации; 5 — то же, менее глубокой; 6 — то же, приповерхностной денудации; 7 — ошибочное определение величины эрозионного среза, возникшее в результате того, что при определении уровня исходной поверхности не были учтены блоковые структуры. Линии «а», «б» и «в» — уровни условного среза поверхности при делении ее на различные гипсометрические уровни

терию (Тургайский прогиб) была послана на апробацию. В отзыве указывается, что оценка перспектив (напомню, по палеогеоморфологическому критерию, благоприятность которого определена с помощью топографических карт) отвечает выводам, сделанным на основании длительного геологического изучения. Но это, конечно, исключительный случай. Во-первых, размещение бокситов, залегающих в основании рыхлого чехла платформ, прямо связано с рельефом палеоповерхностей, который можно восстановить по топографическим картам без применения геологических данных; во-вторых, палеогеоморфологический фактор играет чрезвычайно большую роль при формировании бокситовых месторождений.

Но это и позволяет рекомендовать его применение при составлении карт прогноза бокситоносности, особенно для таких территорий, как Сибирская платформа. Ее относительно малая геологическая изученность, труднодоступность и наряду с этим, необходимость оценки перспектив бокситоносности, делают применение рекомендуемого метода более чем целесообразным. Для тех площадей, где уже известны проявления бокситоносности, можно непосредственно проводить морфометрический анализ строения рельефа по топографическим картам. Для территорий, в пределах которых бокситовые месторождения и рудопроявления не установлены, лучше вначале определить общую благоприятность палеогеографических условий — близости береговой линии моря, климатических условий и др. (методика этих работ изложена в главе I II части). Морфометрический анализ блоковых структур, который так много может дать при оценке перспектив бокситоносности этой территории, является чрезвычайно недорогостоящим видом работ — для его осуществления нужны только топографические карты. Затраты труда также незначительны — работа производится геологом, без вспомогательного персонала. Проведение таких работ могло бы ускорить оценочные работы, сузив площадь подлежащую детальному геологическому изучению.

При проведении прогнозно-металлогенических исследований на другие полезные ископаемые, формирование которых не зависело в такой степени от условий палеорельефа, данные о блоковом строении явятся одним из критериев оценки перспектив, наряду с другими геологическими данными.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абдуллаев Х. М. Генетическая связь оруденения с гранитоидами. М., Госгеолтехиздат, 1957, 293 с.
2. Апродов В. А. Масштабные ранги новейших тектонических структур. — «Музей земледования МГУ», 1970, № 6, с. 5—15.
3. Билибин Ю. А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Госгеолтехиздат, 1955, 88 с.
4. Борисов А. А. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., «Недра», 1967, 304 с.
5. Введенская Н. В. К вопросу о классификации морфоструктур платформенного типа. — «Учен. записки Перм. ун-та», 1970, № 23, с. 77—89.
6. Волчанская И. К., Сапожникова Е. Н. Морфоструктурный метод изучения некоторых горных областей. — «Вестник МГУ», 1969, № 3, с. 62—67.
7. Волчанская И. К. Блоковое строение Северо-Западной Армении и особенности размещения магматических и рудных проявлений. — «Советская геология», 1971, № 8, с. 15—27.
8. Геология СССР. Т. XV. Красноярский край. Геологическое описание. М., Госгеолтехиздат, 1961, 815 с.
9. Геология СССР. Т. XXXIV. Тургайский прогиб. Геологическое описание. Кн. 1. М., «Недра», 1971, 534 с.
10. Геология СССР. Т. XXXIV. Тургайский прогиб. Геологическое описание. Кн. 2. М., «Недра», 1971, 312 с.
11. Геология СССР, Т. XXXXI. Восточный Казахстан. Геологическое описание. М., «Недра», 1967, 471 с.
12. Герасимов И. П. Структурные черты рельефа земной поверхности территории СССР и их происхождение. М., Изд-во АН СССР, 1959, 100 с.
13. Городецкая М. Е. Морфоструктура и морфоскульптура Юго-Запада Сибирской платформы. М., «Наука», 1972, 154 с.
14. Дядченко М. Г., Хатунцева А. Я. Континентальные россыпи Днепро-Бугского района. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых в платформенных чехлах. Киев, 1960, с. 115—129.
15. Косминская И. П. Строение земной коры по сейсмическим данным. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. 33 (4), 1958, с. 25—38.
16. Кропоткин П. Н. Гравиметрия и рельеф Луны. — «Геотектоника», 1971, № 1, с. 3—12.
17. Ласточкин А. Н. Некоторые теоретические вопросы применения морфометрического метода при изучении тектонического строения закрытых территорий. — В кн.: Вопросы морфометрии, вып. 3. Саратов, СГУ, 1971, с. 34—42.
18. Ласточкин А. Н. О формах проявления разрывных нарушений в рельефе Западно-Сибирской равнины и структурно-геоморфологическом методе их обнаружения. — «Известия Всесоюз. геогр. об-ва», 1971, № 1, с. 48—56.
19. Левченко В. А., Рябухин А. Г. О блоковом строении северного шельфа Кубы. — «Геотектоника», 1971, № 5, с. 98—104.
20. Леонтьев Г. И. О теоретическом обосновании морфометрических методов выявления тектонических структур. — В кн.: Вопросы морфометрии, вып. 3. Саратов, 1971, с. 43—51.
21. Личков Б. Л. Природные воды Земли и Литосфера. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1960, 163 с.
22. Личков Б. Л. О чертах симметрии Земли, связанных с ее гравитационным полем. — В кн.: Земля во Вселенной. М., 1964, с. 156—171.
23. Максимов Е. М. Вертикальные движения Тянь-Шаня и Памира в голоцене. — «Известия Вс. геогр. об-ва», 1972, № 5, с. 263—272.
24. Максимов Е. М., Рудкевич М. Я. Количественная оценка вертикальных движений мезозойско-кайнозойской истории Западно-Сибирской плиты. — «Геотектоника», 1971, № 4, с. 85—91.
25. Матвеевко В. Т., Шаталов Е. Т. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. I. М., 1958, с. 169—240.

26. Мясников В. П., Ушаков С. А., Федьинский В. В. О механизме внутреннего развития Земли в свете геофизических данных. — «Вестник МГУ. Геология», 1971, № 1, с. 9—26.
27. Одесский И. А. Волновые движения земной коры. Л., «Недра», 1972, 207 с.
28. Оранский Н. И., Котляровский Л. Н., Кремнев И. Г. Выявление элементов разрывной тектоники по анализу форм рельефа и структуры аномального магнитного поля (горы Султануиздак). — «Геотектоника», 1972, № 1, с. 132—134.
29. Орлова А. В. Изменение климата Земли как показатель неравномерной скорости ее вращения. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., 1963, с. 50—122.
30. Орлова А. В. Палеомагматические построения и анализ блоковых структур. М., «Недра», 1968, 71 с. и 13 карт.
31. Орлова А. В. Осадкообразование и климат. — «Природа», 1972, № 8, с. 34—41.
32. Пельтек Е. И. Месторождения бокситов Енисейского края и Сибирской платформы (Ангаро-Енисейская провинция). — В кн.: Платформенные бокситы СССР. М., 1971, с. 221—256.
33. Петровская Н. В. О формациях золотых руд Узбекистана (по данным сопоставлений с золотым оруденением других металлогенических провинций). — «Геология рудных месторождений», 1968, № 3, с. 3—16.
34. Пиотровский В. В. Использование морфометрии для изучения рельефа и строения Земли. — В кн.: Земля во Вселенной, М., 1964, с. 278—298.
35. Резанов И. А., Зарудный Н. Н. История колебательных тектонических движений Северо-Востока СССР. М., Изд-во АН СССР, 1962, 175.
36. Ромашев В. А. Основные черты развития юго-западных склонов Среднерусской возвышенности. — «Учен. записки Курского Гос. пед. ин-та», 1970, вып. 69, с. 23—38.
37. Сажина Н. Б. Мощность земной коры и связь ее с рельефом и аномалиями силы тяжести. — «Советская геология», 1962, № 8, с. 151—156.
38. Сафронов В. С. Лунные масконы. — «Земля и Вселенная», 1970, с. 32—38.
39. Серебряков В. А. Постмагматическая история гранитов. М., «Недра», 1972, 160 с.
40. Сигов В. А. Новейшая тектоника Среднего и восточной части Южного Урала. — В кн.: Материалы по геоморфологии Урала, вып. 2. М., 1971, с. 61—73.
41. Сидоров Л. Ф. Памир и Бадахшан, к истории развития рельефа. — «Известия Вс. геогр. об-ва», 1972, № 5, с. 95—101.
42. Сперанская И. М. Меловой вулканизм Охотско-Чаунского пояса Северо-Востока СССР. — В кн.: Вопросы вулканизма. М., 1962, с. 280—282.
43. Твалчрелидзе Г. А. О некоторых особенностях эндогенного оруденения, связанного с эффузивным магматизмом. — В кн.: Вулканогенно-осадочные формации и полезные ископаемые. М., 1965, с. 119—132.
44. Трифонов В. П. К вопросу о голоценовой тектонике Урала. В кн.: Материалы по геоморфологии Урала, вып. 2. М., 1971, с. 82—85.
45. Трушков Ю. Н. Глубина эрозионного среза, вскрытие полей металлоносности и россыли складчатых областей Якутии. — В кн.: Проблемы геоморфологии и неотектоники орогенных областей Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, 1968.
46. Тучков И. И. Стратиграфия верхнетриасовых, юрских, нижнемеловых отложений и перспективы нефтегазоносности Северо-Востока СССР. М., Госгеолтехиздат, 1962, 187 с.
47. Тучков И. И. Мезозойская группа. — В кн.: Строение земной коры Якутии и закономерности размещения полезных ископаемых, М., 1969, с. 88—101.
48. Удинцев Г. Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., «Наука», 1972, 394 с.
49. Фаворская М. А. На подступах к глобальной металлогении. — «Природа», 1973, № 10, с. 2—9.
50. Фаворская М. А. Связь магматизма и эндогенной минерализации с блоковой тектоникой. М., «Недра», 1969, 262 с.
51. Фесенков В. Г. Современные представления о Вселенной. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949, 255 с.
52. Философов В. П. Некоторые особенности отражения в рельефе строения земной коры. — «Мат. Харьковского геогр. об-ва Украины». Вып. 9, 1970, с. 10—14.
53. Философов В. П. Значение карты потенциальной энергии рельефа для геоморфологических и неотектонических исследований. — В кн.: Методы геоморфологических исследований. Т. I. Новосибирск, «Наука», 1967, с. 193—198.
54. Фирсов Л. В. Об абсолютном возрасте некоторых изверженных пород колымского комплекса на Северо-Востоке СССР. — «Колыма», 1959, № 9, с. 24—26.
55. Хаин В. Е. О глыбово-волновой (складчато-глыбовой) структуре земной коры. — «Бюлл. МОИП, отд. геол.», т. XXXIII (4), 1958, с. 87—100.
56. Шаталов Е. Т. О металлогеническом районировании. — «Геология рудных месторождений», 1959, № 3, с. 3—33.

57. Шибистов Б. В. Результаты морфометрического анализа территории междуречья Ангары и Подкаменной Тунгуски. — В кн.: Вопросы морфометрии, вып. 3. Саратов, 1971, с. 136—147.
58. Щерба Г. Н. Формирование редкометальных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1965, 379 с.
59. Franz H. J. Die Roll neogener und quartärer tektonischer Bewegungen für die Entwicklung der Oberflächenformen in der Oberlausitz. — «Wiss. z. Pädagog. Hochsch. Potsdam Math.-natur. wiss. R», 1969, t. 13, № 4, с. 935—947.
60. Giermann G. Morphologie et tectonique du plateau continental entre la cap Cavallo et Saint-Florent (Corse). — «Bull. Inst. océanogr.», 1969, t. 69, № 1397, с. 6.
61. Ketin I. Über die Nordanatolische Horizontalverschiebung. — «Bull. Miner. kes. and Explor. Inst. Turn», 1969, № 72, с. 1—28.

Указатель терминов и понятий

- Аккумулятивная область (см. область аккумуляции) 107, 119, 120, 182, 184, 189, 191, 192, 202, 204, 205, 209, 212
- Аккумулятивная область (см. область аккумуляции) 107, 119, 120, 182, 184, 189, 191, 192, 202, 204, 205, 209, 212
- „ равнина 28, 29, 73, 74, 99, 100, 102—104, 106, 189, 212
- Амплитуда перемещения 21, 29, 32—37, 40, 50, 52, 54, 55, 61, 62, 67—71, 78—83, 98, 166, 176
- Ареалы (области, площади) седиментации (осадконакопления) 69, 71, 100, 108, 115, 119, 122, 127, 130, 132, 133
- Блок тектонического рельефа 18—20, 30, 31, 63, 138, 140, 147, 184, 185, 190, 210, 213, 225
- Блок (тектонический) фундамента 4, 87, 88, 96, 158, 166, 181, 199, 200, 201, 214
- Блоковая группировка (группировка блоков) 4, 11, 21, 42, 43, 59, 98, 132, 160
- Блоковое строение (блоковые структуры)* 6, 7, 8, 11, 18—20, 42—44, 45—52, 79, 84, 90, 91, 96, 98, 114, 133, 134, 136, 141, 158, 161, 179, 219
- Блоковые перемещения* 6, 11, 16, 24, 117, 142, 176
- Вертикальные перемещения (см. блок-овые перемещения)
- Возраст (возрастные соотношения) рельефообразующих разломов 9, 10, 26, 27, 36—40, 46, 48—49, 72—75, 80, 84—86, 88, 96, 99, 108, 109
- Волновые движения 9, 10, 61, 178
- Вулканическая деятельность 72, 121, 125, 128, 130, 135, 136, 144, 151, 154, 158
- Вулкано-тектоническое опускание 124, 128, 129, 148, 150, 151
- Глубинные разломы (расколы)* 4, 8, 11, 42, 43, 52, 59, 60, 61, 62, 84—86, 89, 90, 91, 93, 96, 108—117, 124—126, 132, 133—134, 136, 141—143, 148, 150, 160, 161, 177, 178, 180, 215
- Глубоководный океанический желоб 164
- Глыбовые перемещения (см. блок-овые перемещения)
- Горизонтальный сдвиг 36—39
- Горообразование 10, 11, 16, 174
- Горст (горстовая возвышенность, горстовое поднятие) 28, 40, 59, 67, 103, 119, 120, 162, 163, 177, 178
- Грабен (грабенообразное опускание) 34, 41, 58, 59, 67, 70, 73, 74, 77, 79, 83, 95, 113, 114, 117, 177
- «Гранитоидный блок» 141, 142, 143, 145
- Гравитационная ступень 89, 92
- Гравитационные поля 175
- „ положительные аномалии 89, 92
- Гравитационный максимум 89, 92
- Денудационная поверхность 19
- „ равнина 28, 55, 99, 102—107, 119, 120, 182, 184, 189, 191, 192, 202, 204, 205, 209, 212
- Денудация (процесс денудации) 30, 40, 98, 100, 143, 225
- Древние озерные котловины 84—86
- Знак перемещения (по рельефообразующему разлому) 21, 29, 34—36, 50, 52, 55, 67—71, 79, 98, 113
- Излияния (вулканические) площадные 141
- „ трещинно-площадные 142, 144, 148, 150
- „ трещинные 142, 149, 150
- Интрузивная деятельность 144, 148, 150
- Карстообразование 182, 191—196, 198, 199, 117
- Корообразование 190—196, 198, 199, 202, 204
- Кратеры (лунные) 165
- Магнитные положительные аномалии 92
- Магнитный максимум 89, 92
- Магмоподводящие каналы (разломы, пути, нарушения) 124, 128, 131, 141—144, 147—153, 155, 158, 159
- Масконы 175
- Мелкоблоковые структуры (мелкоблоковое строение) 59, 83
- Миграция центров морфоструктур 62, 116, 178
- „ тектонических структур (дислокаций) 62, 177
- Минимальная разница высот (блоков тектонического рельефа) 19, 20, 30, 45, 46, 50, 63, 98, 166
- Морфоструктуры* 6—8, 11, 12, 41, 42, 60, 62, 73, 82—84, 90, 91, 94, 95, 97, 111—119, 122, 125, 132, 137, 145, 146, 148—155, 165—168, 170, 173, 177—179, 183, 216, 218, 219, 221, 222
- Неотектонические перемещения (движения, подвижки) 23, 46, 59, 79
- Область (участки) аккумуляции 73, 74, 98—100, 103, 107, 108, 113, 117, 120, 137, 182—184, 189, 205, 213
- „ сноса 71, 73, 107, 110, 120, 125, 126
- Опорные высоты (высотные отметки) 19—20, 30, 63
- Палеорельеф 5, 27, 28, 98, 100, 107, 108, 182—184, 197, 198, 211, 212, 226
- Поверхность выравнивания 11, 40, 41, 59
- „ Мохоровичича 6, 88, 89, 92
- Полезные ископаемые: бокситы 181—208, 212, 225, 226
- вольфрамитовые месторождения 223
- гипсоносные отложения 212

медно-колчеданное оруденение 212
нерудное сырье для черной метал-
лургии 212
нефтяные и газовые месторождения
9, 181
оловорудная минерализация 216—222
оолитовые бурожелезняковые руды
212
россыпи, россыпные месторождения
108, 181, 209, 213
силикатно-никелевое оруденение 209
соли 212
титановые россыпи 211
угленосные отложения 126, 212
щелитовые месторождения 223
Приливное трение 174
Приливы 174
Реликтовые (останцевые) возвышенности
23, 27, 34, 46, 71, 99, 102, 104, 106, 165
" " " впадины 23,
27, 28, 71
" " " формы релье-
фа 23, 46, 69, 165, 166, 176, 201, 224
Рельефообразующая структура* 4, 9, 16,
61, 62, 82, 83, 93, 115, 177, 178, 179
Рельефообразующие разломы 3, 4, 12,
20—23, 26, 27, 31—40, 46—52, 59, 61,
64—75, 80—83, 93, 94, 108, 116, 117,
125, 130, 148, 159, 160, 161—164,
166—169, 172, 173, 175, 191—193
Сводовые поднятия (своды, сводовые
возвышенности) 40, 41, 55, 60—62, 68,
71, 83, 97, 103, 110, 163, 164, 169, 173,
175, 178, 191
Сейсмичная зона 89

Складчатость, складкообразование 86,
133, 134
Стадии рельефообразования 41, 55, 77,
191, 193
Структурно-фациальные зоны и подзоны
89, 91, 94, 209
Ступенчатость рельефа (ступенчатое
строение рельефа) 11—17, 45, 73
Тектонический рельеф* 3, 12, 15—17,
41—44, 52—62, 75—79, 83—86, 93, 96,
100, 107, 108, 114, 131, 149,
173, 175—177, 180, 182, 183, 190—193,
199, 209
Тектоническое районирование 86—88, 91,
93, 94
Фоновая высота (поверхность) 24, 27,
35, 43, 53, 69, 98
Шельф (шельфовая область) 8, 17
Экзогенное развитие 3
Экзогенные силы 11, 12
Эндогенное развитие 3
Эндогенные силы 11
Эпицентр дислокаций 62
" землетрясений 89
Эрозионные процессы, эрозионные силы
4, 11, 12, 14, 15, 17, 54, 55, 67, 175, 201
Эрозионный срез 40, 224, 225
Этап рельефообразования 39, 80—83,
117, 142, 148, 173, 176

Примечание. Звездочкой отмечены термины, для которых указаны лишь места детальных описаний или характеристики отличительных особенностей.

2р. 34к.

1371

НЕДРА