

139  
P17

195284

# РАЗЛОМЫ ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ВИЖЕНИЯ ОСНОВНЫХ ОРУЖИЙ СССР



в пределах Кокчетав-Северотяньшаньской структурной дуги, где генеральная поверхность латерального перемещения проходила вблизи поверхности Мохоровичича, а перетекание вещества локализовалось в основном в границах "базальтового" слоя, наиболее высокие структурные ярусы были нарушены не только сдвиго-надвидами, но и сбросами. В Атасу-Тектурмасской же дуге с активным латеральным перемещением масс главным образом в гранитном слое и по его подошве разломы на поверхности представлены чаще всего сдвигами и надвидами; сбросы в позднепалеозойской структуре Атасу-Тектурмасской дуги менее характерны.

\* \* \*

В процессе геосинклинального развития Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня наиболее отчетливые горизонтальные перемещения масс земной коры по разломам намечаются для двух циклов — среднепалеозойского и позднепалеозойского. В каждом из них горизонтальные движения были ведущими, но затем они обязательно трансформировались в вертикальные, создавая динамические системы типа "фронтальное поднятие — тыловая депрессия". Вследствие этого амплитуда вертикальных перемещений не могла превосходить величину превышения кровли поднятия относительно дна депрессии (высоты волны), а горизонтальные перемещения не могли переходить за пределы контуров этих сопряженных структур и в сумме достигали лишь половины их общей ширины (равной ширине полу-волны).

Максимально допустимые амплитуды горизонтальных перемещений на площади системы Кокчетав-Северотяньшаньское поднятие — Джунгаро-Балхашская депрессия (средний палеозой) и на площади системы Атасу-Тектурмасское поднятие — Токрау-Северобалхашская депрессия (поздний палеозой) составляют, по нашим подсчетам, соответственно 500 и 200 км.

#### ЮЖНОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Геологическая природа южного обрамления Сибирской платформы неоднократно обсуждалась в литературе. Хорошо известно, что складчатые и разрывные структуры, орогенные формы рельефа в первом приближении параллельны контуру ограничения платформы. Большинство исследователей ведущую роль в формировании структурного рисунка этого ограничения придавали глубинным разломам (Ажгирей, 1960; Воронов, 1968; Флоренсов, 1954, 1960; Хренов, 1971; Хренов, Шерман, 1968). В этом качестве известен крупный Саяно-Байкальский краевой шов. Две его ветви — Главный Саянский глубинный разлом и Прибайкальский — ограничивают южный выступ Сибирской платформы и вместе с разломами второго порядка образуют густую сетку.

Несмотря на относительно продолжительную историю изучения разломов юга Восточной Сибири, их кинематика стала выясняться недавно. При этом оказалось, что очень многие разломы, в том числе и такие крупные, как Главный Саянский, имеют сдвиговую компоненту. На это обратили внимание Н.С. Зайцев (1960), А.В. Пейве (1961), Н.А. Берзин и К.А. Клитин (1961), Д.И. Мусатов (1963), В.В. Ламакин (1968) и многие другие. Несколько позже появляются данные о сдвиговых смещениях по Прибайкальскому разлому (Сейсмоструктурология..., 1968; Шерман, 1967), а также по некоторым другим разломам Забайкалья (Сизых, 1966; Горожанкин, Ерхов, 1970). Публикуемые сведения о направлениях сдвиговых смещений по одним и тем же разломам не всегда однозначны. Во многом последнее обстоятельство объясняется различным методическим подходом к выяснению сдвиговой компоненты.

Накопившиеся в течение последних лет сведения дают серьезное основание полагать, что горизонтальные движения имели большое значение в динамике развития разломов юга Восточной Сибири. Такой вывод подтверждается еще и несколькими экспериментальными работами (Гладков и др., 1972; Лучицкий, Бондаренко, 1967).

### К методике выявления и изучения горизонтальных движений по разломам

Методике изучения горизонтальных движений по разрывным структурам посвящена обширная литература (Данилович, 1961; Горизонтальные перемещения..., 1963; Моуди, Хилл, 1960; Булина, 1964; Вашилов, 1966; Суворов, 1968, 1973а; Гавриш, 1969; Шерман, 1969). Тем не менее методические вопросы изучения разломной тектоники не сняты с повестки дня. В создавшейся ситуации разрывные нарушения являются наименее разработанной частью легенд тектонических карт.

На рассматриваемой территории разломы и по морфологическим, и по собственно геологическим структурным признакам проявлены весьма широко. Однако не все разломы сопровождаются одними и теми же комплексами признаков. Так, геоморфологические признаки наиболее четко отражают самые поздние, чаще кайнозойские периоды активизации разломов. Естественно, они практически полностью затушевывают морфологические особенности, связанные со всеми предыдущими периодами развития дизъюнктивной структуры. Приразломная складчатость, структуры волочения и другие подобные интраструктурные формы зон разломов, которые мы картируем на поверхности, отражают более ранние и более глубокие этапы развития данного конкретного дизъюнктива.

Среди геоморфологических признаков, отражающих новейшие подвижки, в основу принимались прямолинейные отрезки гидросети, резкие повороты и изгибы русел постоянных и временных водотоков, отчетливые ступени в рельефе, нередко сопровождающиеся гравитационными оползнями, узкие, но достаточно протяженные депрессионные формы рельефа и некоторые другие. Общий вид рисунка рельефа, обязанный своим происхождением разломной тектонике, давал, как это следует из методических работ (Горизонтальные перемещения..., 1963), надежное представление о генетическом типе разлома. Определенный таким образом знак движения относился нами к известному последнему периоду активизации разлома.

В большинстве случаев основным приемом установления подвижек все же выступали структурные признаки. По степени катаклаза и милонитизации делалось заключение о примерной глубине эрозионного среза; по внутриразломным формам, характеру волочения и сетке трещиноватости — о направлении подвижек по разлому.

Особое внимание обращалось на характер дислокационного метаморфизма. Из общих сведений о поведении вещества горных пород в условиях высоких давлений и температур земных недр известно, что структуры волочения, мелкая складчатость и будиажные формы образуются на глубинах, превышающих 3—5 км; последние хорошо согласуются с уровнями дислокационного метаморфизма тектолитов (Казанский, 1972).

Для крупных региональных и глубинных разломов существуют два наиболее распространенных способа определения генетического типа смещения: по характеру смещения определенных геологических тел и по анализу комплекса геологических структур, возникающих в процессе перемещения. Первый способ достаточно известен, и нет необходимости на нем останавливаться. В том случае, когда не было надежно установленных маркеров или разлом проходил согласно с простиранием комплекса пород, нами широко использовались анализ линейно-ориентированных структурных элементов, развивающихся в надвигах и взбросах (Гладков, 1965), анализ поясов трещиноватости, связанной с разрывными смещениями (Данилович, 1961) и некоторые дополнительные приемы к этому методу, предложенные С.И. Шерманом (1966, 1969).

Для выделения разломов фундамента Сибирской платформы были использованы геофизические материалы. Смещение вдоль разломов полосовых магнитных аномалий, кулисно или прерывисто расположенные цепочки гравитационных и магнитных аномалий и другие признаки позволяют говорить о горизонтальных движениях крупных блоков фундамента платформы.

## Типы разломов с горизонтальным перемещением крыльев

Разломы с горизонтальным перемещением мы делим на две категории: а) глубинные разломы, для отдельных этапов развития которых характерна горизонтальная компонента движения; б) региональные разломы с четко выраженными горизонтальными подвижками. За основу классификации взяты длительность геологического развития и протяженность (масштаб проявления) разломов. К классу региональных относились дизъюнктивы с длиной менее 100 км, т.е. не более чем в 2 раза превосходящие по длине мощность земной коры (рис. 8; см. вкладку).

Главный Саянский разлом — одна из крупнейших разрывных структур Восточной Сибири. Описанию его геологического строения посвящены работы С.В. Обручева, Н.С. Зайцева, К.А. Клитина, В.Е. Ляцкого, Н.А. Берзина, Л.М. Парфенова, С.П. Плешакова и многие другие. Разлом выступает в роли главной структурной границы между кристаллическим выступом фундамента Сибирской платформы и Саяно-Байкальской складчатой областью. Прослеженная длина разлома приближается к 1000 км, причем в крыльях его соприкасаются часто различные по возрасту вещественные комплексы пород. На поверхности разлом выражается зоной субпараллельных разрывов, сопровождающихся дроблением, трещиноватостью и милонитизацией. Ширина зоны колеблется от нескольких сотен метров до 12–15 км, а в западной части — до 50–60 км (Ляцкий, 1966). Отдельные разрывы имеют преимущественно юго-западные наклоны сместителей. Затухание разлома по простиранию зафиксировано на юго-западе — у южного окончания Байкала, на северо-востоке — в южных отрогах Енисейского кряжа.

Амплитуды вертикальных и горизонтальных смещений вдоль разлома определялись неоднократно. Л.М. Парфенов (1967) оценивает максимальную амплитуду вертикального смещения по краевому шву примерно в 8–10 км, Д.И. Мусатов (1963) — в 12–13 км. Названные цифры определены по анализу мощности и взаимоотношению формаций в центральной части разлома, где он образует тектоническую границу между Бирюсинской глыбой и Дербинским антиклинорием. Тип сдвига относится к числу дискуссионных вопросов. По исследованиям И.Б. Недумова, Главный Саянский разлом представляет собой правый сдвиг. В.Б. Ляцкий (1966) по ряду косвенных признаков пришел к заключению о левостороннем сдвиге с амплитудой в несколько километров. П.М. Хренов и С.И. Шерман (1968) проанализировали приразломные складчатые и разрывные дислокации в зоне 10–15 км по обе стороны от сместителя, т.е. на интервал, больше которого трудно предположить непосредственное влияние сдвигов из-за ограниченности приразломного поля напряжений. В конечном итоге, по сумме фактов и анализу структурных комплексов Главный Саянский разлом для докайнозойского времени может быть классифицирован, как взбросо-сдвиг с правосторонним смещением. Экспериментальное воспроизведение механизма образования главных разломов юга Восточной Сибири подтверждает такую интерпретацию геологических фактов (Гладков и др., 1972). Ориентированная амплитуда правого сдвига, определяемая по смещению бирюсинской свиты верхнего архея Бирюсинского горста и Канской глыбы, оценивается в 70–80 км. Заметим, что Д.И. Мусатов (1963), сравнивая ангаро-канскую часть Енисейского кряжа и канскую глыбу, расположенные в разных крыльях разлома, оценил амплитуду сдвига в 80–100 км.

Кайнозойский этап развития также нашел существенное отражение в структурах Главного Саянского разлома. Для его юго-восточной оконечности, в районе Зыркузунской петли (р. Иркут) фиксируется левостороннее сдвиговое смещение, развивавшееся в неогене и четвертичном периоде, с амплитудой, оцениваемой в 11 км (Ламакин, 1968). Сдвиговая компонента по зоне разлома хорошо диагностируется по изгибам русел рек: Онот, Урик, Ия и далее к северо-западу. Но анализ высотных отметок современного рельефа двух разломных блоков в зоне Главного разлома подтверждает существование сбросовой компоненты с опущенным северо-восточным крылом.

Следовательно, дифференцированный характер движений в различные эпохи тектогенеза для Главного Саянского разлома проявился вполне определенно.

Для докайнозойского периода по суммарному комплексу признаков — это взбросо-сдвиг, для последующего времени — сбросо-сдвиг. Диаметриально противоположное изменение знака подвижек с началом кайнозойского этапа для одного из крупнейших разрывов юга Восточной Сибири оказало серьезное влияние на ориентировку, формирование и расположение неотектонических структур.

Осложнения линейной складчатости, ступенчатость, связанная с проявлением сдвиговых перемещений отдельных блоков, торцовые сочленения структур фиксируются и в зонах других глубинных разломов Восточного Саяна, расположенных как в пределах Присаянского прогиба, т.е. к северо-востоку от Главного Саянского разлома, так и юго-западнее от него.

В немногих случаях имеется возможность установить амплитуду горизонтальных перемещений достаточно надежно. В частности, это относится к сдвигам в пределах Присаянского прогиба. С юго-запада он ограничен региональным Бирюсинским разломом, северо-восточная его часть перекрыта палеозойским чехлом платформы. Территория прогиба разбита субпараллельными разломами северо-западного простирания на множество линейных линзовидных блоков. В целом простирание разломов северо-западное ( $315^\circ$ ), падение большинства плоскостей сместителей — на юго-запад ( $50-75^\circ$ ). По своим морфогенетическим признакам они относятся к взбросо-сдвигам. Большая часть разломов имеет правые сдвиги, с амплитудами горизонтальных смещений от 10 до 40 км. Обычно взбросо-сдвиги затухают в раннепалеозойских отложениях чехла платформы, что указывает на их максимальную активизацию в допалеозойское время. В субмеридиональном направлении под углом  $30-45^\circ$  к взбросо-сдвигам вытянуты цепочки интрузивных тел основного состава рифейского возраста, выполняющих трещины отрыва. Такая ориентировка структур растяжения может возникнуть только при правосторонних сдвиговых смещениях.

Анализ складчатости, отсутствие частично или полностью некоторых осадочно-метаморфических пород вблизи крупных взбросо-сдвигов, распространение одновозрастных комплексов по обе стороны от разломов позволяют установить примерные амплитуды горизонтальных смещений и по другим крупным разломам в пределах Восточного Саяна.

Амплитуда правого сдвига по Восточно-Саянскому разлому, ограничивающему с юго-запада Восточно-Саянский антиклинорий, по смещению раннепалеозойских вулканогенных образований хамсаринской свиты и гранитов таннуольского комплекса определяется до 40 км. По срезанию Бирюсинским разломом части образований бирюсинской серии можно предполагать, что амплитуда горизонтальных смещений по нему составляла более 50 км. По Туманшетскому разлому, ограничивающему Бирюсинский горст с северо-востока, смещение девонских отложений юго-восточной окраины Рыбинской впадины позволяет установить левый сдвиг с амплитудой перемещений в 20–25 км. Большие амплитуды горизонтальных перемещений правого знака нами предполагаются по Точерскому разлому, ограничивающему Шарыжалгайский горст с юго-запада. На это указывает его прямолинейность, а также разворот раннепротерозойских структур Урикско-Ийского грабена с северо-западного на меридиональное вблизи разлома. Возможная амплитуда сдвига — около 100 км. Правый сдвиг с амплитудой в 20 км устанавливается по Савинскому разлому, ограничивающему Онотский грабен с юго-запада, по которому смещены раннепротерозойские и архейские образования.

Незначительные по амплитуде горизонтальные смещения предполагаются вдоль крупных разломов субмеридионального простирания центральной части Шарыжалгайского горста — Онотскому и Дабадскому. Вероятная амплитуда их не превышает первых километров.

Среди крупных, длительно живущих разломов можно выделить разновидности, у которых в отличие от описанных, несоизмеримо мала горизонтальная компонента движения. Тектонотипом может быть Тункинский разлом. Он протягивается вдоль южных склонов Тункинских белков на расстоянии более 200 км. В деталях разлом состоит из отдельных разломов длиной 25–30 км, сочленения которых происходят через пограничные, относительно менее нарушенные блоки. Ширина зоны 0,8–

0,9 км. Геоморфологические признаки позволяют классифицировать Тункинский разлом как сдвига-сбросовую структуру. Общая амплитуда сдвига оценивается в 1,5 км. Сбросовая компонента различными исследователями определялась неоднозначно. В.В. Ламакин (1955) оценивал ее в 2 км, сопоставляя базальты в Тункинской впадине с базальтами на вершинах Тункинских и Китойских гольцов. Н.А. Флоренсов (1954, 1960), уделяя особое внимание соотношению разломов и пластических изгибов в формировании кайнозойских впадин, полагает, что величина вертикального размаха движений в одинаковой степени обязана и сбросовой, и изгибовой составляющей и конкретно трудно вычисляема.

Анализ керна скважин, пробуренных недавно в зоне Тункинского разлома, позволил сопоставить смещенные и скрытые под осадочным чехлом во впадинах породы с аналогичными на относительно поднятом крыле. Амплитуда сброса оценена таким путем в 300–400 м. Геофизические исследования (Зорин, 1971) дают основание считать, что ступенчатое строение Тункинского разлома фиксируется и под осадками. Можно полагать, что общая ширина зоны разлома превышает 1 км, и благодаря ступенчатости строения можно ожидать суммарного увеличения вертикальных смещений до 1 км, а горизонтальных — в несколько раз больше (если сохранится соотношение, которое зафиксировано прямыми геологическими наблюдениями). Анализ структурно-геологических элементов его внутренней зоны (складки волочения, будинаж, трещиноватость) позволил установить правостороннюю сдвиго-взбросовую компоненту движения. Оно происходило в один из ранних докайнозойских этапов развития.

Характер рисунка трещиноватости совершенно определенно показал наличие сдвиговой компоненты в зоне Тункинского разлома (Тектоника и вулканизм..., 1973) с левосторонним смещением. Последнее подтверждают геоморфологические наблюдения. Установлено несовпадение векторов по анализу пликативных и дизъюнктивных приразломных структур, что указывает на смену направлений движений вдоль Тункинского разлома в течение геологического времени; последнее согласуется с аналогичной ситуацией по Главному Саянскому разлому.

Из региональных разрывов наибольший интерес для анализа затронутой проблемы представляют надвиги. Все известные надвиговые структуры в Саянском обрамлении Сибирской платформы расположены в ее складчатом обрамлении вдоль краевого шва, причленяясь к нему под острым углом. Они имеют субширотную ориентировку и пологие падения в северных румбах.

По Восточно-Саянскому разлому устанавливается значительное надвигание северо-восточного блока, сложенного породами дербинской серии нижнего протерозоя, на юго-западный, сложенный породами нижнего палеозоя (Мусатов, 1963). Надвиговые смещения северных блоков к юго-востоку с амплитудой не менее 2–2,5 км известны по разломам, оперяющим Восточно-Саянский разлом.

Е.Л. Емельянов и В.В. Перфильев (1969) описали Шебеликский надвиг, расположенный несколько южнее Жомболокского разлома. Плоскость сместителя надвига, волнообразно изгибаясь под пологими углами (около  $15^\circ$ ), падает в северных румбах. Аллохтон сложен сланцами ильчирской свиты протерозоя, автохтон — известняками монгошанской свиты рифея. Амплитуда горизонтального перемещения по надвигу ориентировочно оценивается в 7–10 км.

Исследования в Тункинских гольцах и сопредельной с севера территории (Арсентьев, 1967; Ружич и др., 1972) позволили установить здесь полосу надвигов и пологих взбросов, трассируемых с отдельными перерывами в широтном направлении от известного Ангарского надвига (Данилович, 1949) на востоке далеко на запад, на расстояние, превышающее 150 км. Возраст заложения названной группы надвигов различный. При этом более однозначно, чем другие, выделяются надвиги, образованные в орогеническую фазу Алтае-Саянских каледонид (Арсентьев, 1967) и в кайнозойский этап развития. В структурном отношении названные группы надвигов мало отличаются друг от друга. Движение аллохтона было направлено к северу и северо-востоку. Данные абсолютной геохронологии дают основание полагать, что некоторые надвиги в Тункинских гольцах активно развивались и в постмиоценовое время (Ружич и др., 1972). Горизонтальная амплитуда опре-

деляется весьма относительно. Для докайнозойского этапа развития она приближается к 5 км (Арсентьев, 1967), а собственно кайнозойского — не более 1 км. Изложенное свидетельствует о продолжительности действия горизонтальных напряжений в этой части территории.

Таким образом, для огромного периода времени — от конца архея до кайнозоя — основные генеральные глубинные разломы северо-западного простирания характеризовались преимущественно правосторонними сдвиговыми подвижками. Региональные разломы северо-западного простирания вписываются в эту же закономерность; сдвиги субмеридионального простирания характеризуются лево- и правосторонними подвижками. Надвиги, имеющие преимущественно широтную ориентировку, отражают движение масс с севера на юг. В кайнозое фиксируется изменение кинематики движения для ряда структур. Максимальные суммарные амплитуды докайнозойских подвижек по сдвигам оцениваются десятками, кайнозойских — первыми километрами. Надвигание не превышает первых километров.

Крушейшей дизъюнктивной структурой юга Восточной Сибири является Прибайкальский глубинный разлом, протягивающийся вдоль западной прибрежной полосы Байкала. Общая протяженность разлома более 500 км, простирание северо-восточное ( $40-50^\circ$ ), в северной части Байкала разлом приобретает почти субмеридиональное простирание. Разлом отчетливо проявляется уступом в рельефе, а при геологическом картировании отмечается 300–800-метровой по мощности зоной катаклизмов, милонитов и ультрамилонитов, развивающихся по породам различного состава.

Наиболее детально в структурном отношении изучен центральный отрезок Прибайкальского разлома — Приморский разлом, простирающийся в Западном Прибайкалье от устья р. Бугульдейки до р. Замы на расстоянии около 200 км. Разлом разграничивает архейские и нижне-среднепротерозойские образования. Линия разлома на местности отчетливо проявлена глубокой межгорной впадиной, своим северным окончанием переходящей в залив Мухор и Малое море. Максимальная высота уступа в рельефе достигает 600 м. Расположение Приморского разлома в общей системе Прибайкальского разлома (краевого шва по определению ряда исследователей) позволяет считать его тектонотипом всей системы и переносить его структурные черты и особенности на всю генеральную дизъюнктивную структуру.

Заложение Прибайкальского разлома относится к раннему протерозою. Активизация происходила неоднократно, но особенно интенсивно в среднепротерозойский, каледонский и кайнозойский периоды тектогенеза. Об этом свидетельствуют детали внутреннего строения. В частности, разлом концентрирует раннепротерозойские основные породы (муйский комплекс), среднепротерозойские кислые интрузии (гранитоиды Приморского комплекса); в его зоне в тектонические линзы зажаты верхнепротерозойские образования (линзовидные тела доломитов), свидетельствующие о допалеозойской активизации разлома. Зона разлома представлена катаклазированными и милонитизированными породами.

Генетическая сущность Приморского разлома до последнего времени оставалась однозначно не установленной. Возрастное соотношение пород, принимая во внимание крутое падение разлома на юго-восток (азимут падения  $140^\circ$ , угол  $65-70^\circ$ ), давало основание считать разлом типичным взбросом. Наблюдая морфологическую ступень в рельефе, всяческие профили долин рек и некоторые другие признаки разлом довольно часто называли сбросом.

Нами были проанализированы линейно-ориентированные структурные элементы, отражающие динамику подвижек по разлому. Так, приразломная складчатость — складки параллельного и подобного типов — развита главным образом в всячем крыле разлома и в зоне шва. Статистическая обработка структурных элементов складок выявила отличия в простирании их осей и наклоне осевых поверхностей. Оси складок параллельного типа ориентированы на северо-восток  $50^\circ$ , осевые поверхности падают на юго-восток под углом  $82^\circ$ . Складки подобного типа ориентированы по двум направлениям: северо-восточному  $55^\circ$  (осевые поверхности

падают на юго-восток под углом  $85^\circ$ ) и северо-восточному  $68^\circ$  (осевые поверхности падают на северо-запад под углом  $45^\circ$ ). Двухгранный угол между плоскостью смещения Приморского разлома и осевыми поверхностями складок параллельного типа составляет  $20^\circ$ , подобного типа —  $24$  и  $70^\circ$ . Угловые взаимоотношения между названными типами пликативных структур и ориентировкой плоскости Приморского разлома показывают, если придерживаться принципа Д. Моуди и Д. Хилла, наличие левостороннего сдвигового смещения. Статистическая обработка углов наклона шарниров приразломных складок подтверждает установленную закономерность: статистический максимум угла восстания шарниров образует с линией горизонта угол в  $80^\circ$ , что означает превалирование взбросовой компоненты над сдвиговой.

Комплекс будинажных структур зоны Приморского разлома показал, что среднее простирание длинной оси А составляет  $50^\circ$ , ныряние на северо-восток под углом  $10^\circ$  к горизонту. Как видим, угол ныряния совпадает с углом погружения шарниров приразломных складок.

Выдержанная в пространстве ориентировка приразломных складок и будинажных структур непосредственно связана с движениями по разлому. Их структурный анализ указывает на левосторонние взбросо-сдвиговые движения по Приморскому разлому. Они происходили в один из ранних докайнозойских этапов развития разлома.

Из анализа трещиноватости следует, что вдоль Приморского разлома в кайнозое происходили правосторонние сдвиго-сбросовые движения. Более вероятно то, что они отражают один из последних этапов активизации и повторных подвижек по разлому, связанных с периодом рифтогенеза.

О сдвиговых движениях вдоль южной части Прибайкальского разлома (Приморском и Аkitканском отрезках) в палеозое определенным образом указывает характер приращения к нему складок нижнепалеозойских платформенных отложений. Здесь линейные складки северо-восточного простирания с зоной краевого шва обычно образуют острый угол ( $20-30^\circ$ ), открытый в южном направлении. При этом наблюдается асимметрия складок и их опрокидывание на северо-запад. По соотношению к краевому шву эти складки являются, по-видимому, структурами волочения, а их образование можно объяснить только левосторонним сдвиговым смещением вдоль краевого шва; горизонтальная амплитуда перемещения должна составлять, как минимум, несколько километров.

Исследования В.А. Наумова (1973) по северной части Прибайкальского глубинного разлома (Левоминьского отрезка), опирающиеся на другие методы анализа, согласуются с изложенными материалами. Следовательно, установленную кинематику движений можно распространить по простиранию на всю структуру краевого шва.

Отсутствие твердых геологических маркеров затрудняет определение абсолютной величины сдвиговых смещений. Ситуация усугубляется еще и активной продолжительной жизнью Прибайкальского глубинного разлома, в течение которой происходили разнонаправленные движения. Исходя из известных геологических приемов, точную амплитуду докайнозойских подвижек в настоящее время определить невозможно. По обнаженным на крыльях комплексам пород можно предполагать, что вертикальная амплитуда взброса превышала несколько километров. Вопрос о горизонтальной составляющей решается на основании следующих соображений. Если опираться на количественные расчеты, то, учитывая небольшой угол ( $10^\circ$ ) наклона шарниров приразломной складчатости и длинных осей будин к горизонту, горизонтальная компонента движения, происходящего одновременно со сбросом, составит  $1-3$  км. Несколько большая амплитуда перемещения, порядка  $10-15$  км, получается при анализе сопряженных с глубинным разломом складок волочения, наблюдаемых в осадочном чехле Сибирской платформы. Если сопоставить ольхонскую серию Западного Прибайкалья с подобным комплексом пород Северо-Байкальского нагорья — укучиктинской серией, тогда субмеридиональный отрезок краевого шва (Левоминьский разлом) есть крупноамплитудный сдвиг, сместивший в конце ран-



него протерозоя эти серии приблизительно на 150 км. Такая амплитуда внутриконтинентального сдвига пока вызывает серьезные возражения, хотя и вписывается в результаты упомянутых выше экспериментов В.Г. Гладкова, В.П. Никитина и П.М. Хренова (1972). В последнем случае в среднем протерозое субмеридиональный отрезок Прибайкальского глубинного разлома можно рассматривать, как зону растяжения, возникшую при левосторонних сдвиговых движениях вдоль южного (Приморского) и северного (Акигканского) отрезков краевого шва, ориентированных в северо-восточном направлении. Подобная кинематическая схема определенным образом подтверждается закономерным развитием образований среднепротерозойского краевого вулканического пояса. Наибольшая ширина пояса приурочена к субмеридиональному отрезку глубинного разлома. Эти данные указывают на значительные горизонтальные движения вдоль Прибайкальского глубинного разлома на ранних этапах его развития.

Более точно определяются амплитуды кайнозойских подвижек. Суммарная максимальная вертикальная амплитуда смещений по серии параллельных сбросов вдоль западного побережья Байкала составляет 6–7 км. Она складывается из более чем 5-километровой мощности осадков при километровом слое воды. Крутой береговой уступ практически исключает влияние пластического изгиба. Амплитуда горизонтального смещения в кайнозое ориентировочно определяется по следующим соображениям. Средний зенитный угол наклона штриховки на зеркалах скольжения, образующих плоскость сместителя, равен  $10^{\circ}$ . Принимая, что тенденция движений в кайнозое не менялась и опускание сочеталось с сдвигом, нетрудно определить горизонтальную амплитуду сдвига: при 6-километровом вертикальном смещении горизонтальное смещение составит примерно 2 км. Близкие цифры горизонтального смещения определены В.П. Солоненко (Сейсмо-тектоника..., 1968). Названная цифра отражает минимальный размах горизонтальных смещений.

Таким образом, вдоль Прибайкальского глубинного разлома имеются все основания предполагать возможные горизонтальные смещения в первые десятки километров.

На северо-востоке рассматриваемой территории крайними ограничениями Сибирской платформы являются Жуинский и Каларский глубинные разломы (Салоп, 1967; Данкевич и др., 1969).

Жуинский глубинный разлом на поверхности выражен субмеридиональной полосой чешуйчатых взбросов, надвигов и сбросов, ширина которой достигает 10–12 км. На основании сочленения складок волочения с зоной глубинного разлома, между которыми наблюдается острый угол, открытый к югу, есть основание предполагать, что вдоль этого разлома происходили правосторонние сдвиговые движения с амплитудой перемещения около 10 км.

Каларский разлом разделяет Алданский щит и Становую складчатую зону. Разлом выражен широкой (70–80 км) зоной разрывных нарушений, сопровождающихся милонитами и диафоритами. По геолого-геофизическим данным (Данкевич и др., 1969) установлено, что в мезозое разлом проявил себя, как надвиг с вертикальной амплитудой до 5 км и горизонтальным смещением с юга на север до 15 км. Плоскость надвига наклонена на юг ( $30$ – $80^{\circ}$ ); архейские породы Становика по нему надвинуты на юрские отложения Чульманской впадины.

Горизонтальные перемещения устанавливаются и вдоль ряда региональных разломов. Наиболее отчетливо они проявлены в Прибайкалье, Северо-Байкальском нагорье и Западном Забайкалье. В первых двух регионах разломы со сдвиговой компонентой имеют северо-западное и субширотное простирание. Среди них наиболее значительны Елохинский, Котельниковский, Чечуйский, Брамьинский и Правомамаканский. Эти разломы без видимых следов смещения трассируются как в складчатой области, так и в фундаменте Сибирской платформы, т.е. являются сквозными. О времени формирования этих разломов говорить трудно, хотя, судя по их секущему положению по отношению к разломам системы краевого шва и зонам глубинных разломов в теле фундамента платформы,

движения по ним проявились несколько позднее, — как указывают геологические материалы, и в палеозое. Большинство из них имеют правостороннюю сдвиговую составляющую. Амплитуда горизонтальных перемещений, устанавливаемая по смещению геологических тел и геофизическим данным, составляет 3–7 км.

В Западном Забайкалье горизонтальные движения проявились в различные тектонические эпохи. Полнее они изучены для мезозоя и кайнозоя и, менее, для докембрия и палеозоя.

В.Ф. Ерхов (1972), изучая мезозойско-кайнозойские депрессии в Витимо-Ингодинском междуречье, расположенном значительно восточнее краевого ограничения Сибирской платформы, пришел к заключению о связи выдержанной ориентировки депрессий с северо-восточными импульсами сжимающих напряжений. Генетические типы трещин и разломов в этом районе коррелируются с их направлением: субширотные — левосторонние сдвиги, субмеридиональные — правосторонние. Можно говорить о длительной по времени и стабильной по ориентировке региональной напряженности земной коры значительной территории юга Восточной Сибири.

Наиболее представительная зона крупных сдвиговых перемещений — Удунгинская (Очиров, 1969; Горожанкин, Ерхов, 1970). Она прослеживается по правобережью р. Удунги и уходит далее как в южном, так и в северном направлении; на юге с затуханием и образованием Ичетуйского поддвига, а на севере — Посольского надвига. Длина зоны более 90 км, ширина 2,5–3,0 км, с падением ( $68-80^{\circ}$ ) в западных румбах.

Сдвиговый характер дислокаций рассматриваемой зоны устанавливается по относительному смещению контуров отложений темникской свиты, но особенно отчетливо — по смещению частей некогда единого габброидного массива относительно друг друга на 14 км. Сдвиговая природа разлома подтверждается, кроме того, его прямолинейностью, крутым падением сместителя, субгоризонтальной штриховкой на плоскостях скольжений отдельных разрывов, широким развитием приразломной складчатости, нередко с крутыми или вертикальными шарнирами в породах темникской свиты.

Анализом трещиноватости, по методу В.Н. Даниловича (1961), устанавливается сбросо-сдвиговая природа разлома при преобладании в нем левой сдвиговой составляющей. Это позволяет говорить о характере разрядки тангенциальных напряжений со стороны южного блока Сибирской платформы.

В Ангаро-Баргузинской горной стране и в Витимском плоскогорье примером сдвиговых деформаций является Точерская зона (Хренов, 1971), которая пересекает ( $315-325^{\circ}$ ) Забайкальский складчатый пояс и трассируется протерозойскими, палеозойскими и мезозойскими интрузивами и вулканитами, а также флексурными изгибами. Последние изменяют генеральное простирание складчатых структур, сложенных породами нижнего и верхнего протерозоя, с северо-восточного до северо-западного. Сдвиговые деформации (до 50 км), фиксируемые флексурными изгибами, имели локальное развитие и сравнительно быстро затухали. В мезозое и кайнозое в зоне развивались сбросы и взбросы с возможным проявлением сдвигов. Анализ материала позволяет говорить о взбросо- и сбросо-сдвиговом характере движений в зоне при преобладающей роли правой сдвиговой составляющей.

Из менее крупных разломов необходимо дать краткую характеристику надвигам — тому генетическому типу дизъюнктивов, который однозначно связан с приматом горизонтальных движений коры. Со стороны складчатого обрамления юго-восточной окраины Сибирской платформы надвиги почти повсеместны вдоль западной окраины Байкальской горной области. Эти структуры непрерывной полосой прослеживаются от р. Бугульдейки до р. Витим. При этом наиболее значительные надвиговые структуры располагаются в пределах Байкальского и Ачитканского хребтов, в верховьях рек Киренга, Улькан, Верхняя и Нижняя Ирель, Окунайка, Савкина, Миня и Черепаниха (Цыпуков, 1962; Александров, 1969, 1971; Попов, 1967). Здесь в общем случае наблюдается последователь-

ное надвигание с востока на запад нижнепротерозойских толщ на среднепротерозойские, среднепротерозойских на верхнепротерозойские и верхнепротерозойских на нижнепалеозойские.

Надвиги часто имеют сложное чешуйчатое строение. Количество чешуй в отдельных структурах достигает 3–4 и более, а их суммарная мощность иногда приближается к 1000 м. Поверхности сместителей надвигов обычно имеют сложную волнистую форму. Встречаются и надвиговые структуры, у которых отсутствуют корни, а поверхность сместителя наклонена в сторону движения аллохтона. Амплитуда горизонтального перемещения шарьируемых толщ достигает 3–8 км, а в отдельных участках 10–12 км. Надвиговые толщ в большинстве случаев происходило в виде отдельных тектонических пластин или их пакетов без смятия и опрокидывания. Надвиги генетически сопряжены со сдвигами, т.е. образуют с ними динамопары. Наблюдаемые амплитуды перемещения вдоль надвигов в первом приближении согласуются с амплитудами перемещения по сдвигам. Перемещение шарьируемых толщ в целом происходило вкrest простирания окружающих пород, к структуре которых, очевидно, приспособлялись сколовые поверхности, вдоль которых затем развивались надвиги. Ширина полосы развития надвигов находится в прямой зависимости от очертаний современного края нагорья и местоположения системы разломов краевого шва. Чем ближе шов подходит к краю нагорья, тем уже полоса развития надвиговых структур. Возраст надвигов установить очень трудно. Самыми молодыми отложениями, которые перекрываются надвигами, являются нижнеордовикские на севере и юрские на юге. Имеется и верхняя возрастная граница образования надвигов. В качестве ее репера может служить время формирования денудационной поверхности выравнивания. Возраст денудационной поверхности определяется в границах палеоцена – эоцена (Флоренсов, 1968; Логачев, 1968), а иногда и несколько ранее – поздний мел – палеоген (Постоленко, 1964; Зорин, 1971).

Отсутствие в районе образований среднего и верхнего палеозоя не дает возможности на основании прямых геологических данных точно восстановить возрастные этапы формирования надвигов. Таким образом, серьезные следы горизонтальных движений земной коры в этом районе отмечаются в широком временном диапазоне.

Аналогичные надвиги прослеживаются и во всей восточной стороне Патомской складчатой дуги в зоне Жуинского глубинного разлома. Перемещение масс по надвигам происходило в сторону платформы. Поверхности сместителей надвигов в отличие от надвигов Байкальского и Ачитканского хребтов имеют довольно крутое падение, и лишь в немногих из них наклон достигает 30–40°. Вертикальная амплитуда перемещения по надвигам составляет от 0,3–0,6 до 1–2 км.

Во внутренних районах Патомского нагорья наиболее значительны Тонодский и Чепикетский надвиги, расположенные в бассейнах одноименных рек. Оба надвига имеют значительную протяженность (соответственно 100 и 60 км), примерно одинаковую вертикальную (более 2 км) и горизонтальную (3–4 км) амплитуду перемещения. Они приурочены к ядрам опрокинутых на юго-восток антиклинальных складок патомской серии, на основании чего можно судить о тесной временной связи процессов надвигания и складкообразования.

Еще одна крупная структура на юге Восточной Сибири – Ангарский надвиг, расположенный в истоке р. Ангары. Это – надвиг субширотного простирания, по линии которого архейский комплекс пород надвинут на среднеюрские образования. Амплитуда надвига не превышает 1 км, колеблясь в пределах сотен метров. Возраст надвига – постсреднеюрский.

В связи с отмеченной тенденцией небезынтересно рассмотреть надвиги в районе Западного Забайкалья, которые удалены от краевых структур ограничения Сибирской платформы. Наиболее представительным может быть известный Посольский надвиг, простирающийся от р. Никиткиной (левый приток р. Селенги в районе дельты) до г. Каменска и восточнее. Общее простирание надвига субширотное, известная протяженность – более 50 км. Возраст – послееюрский,

определяется по юрским конгломератам автохтона, на которые надвинуты верхнепротерозойские породы битуджинской свиты и граниты баргузинского комплекса. По косвенным признакам амплитуда движений не превышала нескольких сотен метров.

Существует мнение, что Посольский надвиг был продолжением Ангарского и они, таким образом, представляют единую структурную линию, возможно, частично смещенную более поздними кайнозойскими подвижками по Прибайкальскому разлому. В общем плане ориентировки напряжений в постюрский этап развития Ангарский и Посольский надвиги интерпретируются одинаково и отражают общее субмеридиональное направление вектора напряжений сжатия.

#### Энергетические источники горизонтальных движений и динамика развития разломов

В генеральной структуре южного ограничения Восточной Сибири выделяются два главных направления — северо-западное и северо-восточное. Они — наиболее древние по заложению, а в генетическом плане идентичны. Названное обстоятельство необходимо учитывать при восстановлении картины зарождения и развития всей сетки разрывов. Два генеральных луча — северо-западный и его тектонотип Главный Саянский разлом и северо-восточный, тектонотипом которого выступает Прибайкальский глубинный разлом, — заложилась не позднее раннего протерозоя. В последующие геологические эпохи они предопределили преобладающее направление других, более частных структур смежных регионов. Наличие плоскости симметрии по отношению к простиранию разрывов, общность их генетических типов позволяют рассматривать результаты деформации, да и саму деформацию, происходящую в однородном теле, в среде, близкой к квазиизотропной по своим физико-механическим свойствам. Для наглядного изображения деформации было предложено использовать представление об эллипсоиде напряжений (Хренов, Шерман, 1968). Анализ ориентировки по простиранию и падению генерализованной поверхности Главного Саянского и Прибайкальского разломов (учитывая, что по первому из них в докембрии происходили правые, а по второму — левые взбросо-сдвиги) показывает, что оси эллипсоида напряжения в начальный этап развития этих разрывов должны были ориентироваться следующим образом: ось алгебраически минимального напряжения (сжатия) — субмеридионально, ось алгебраически максимального напряжения (растяжения) — субшироотно, ось алгебраически среднего напряжения — близко к вертикали. При такой ориентировке сил наиболее вероятно "раздробление" почти однородной в то время коры по системе концентрации максимальных касательных напряжений, расположенных под углом  $45^{\circ}$  к оси максимального сжатия.

В тот же период, кроме линеаментов, наметивших будущие общие контуры южной границы Сибирской платформы, следуя строгой схеме ориентировки напряжений при сжатии однородного тела, должны были образоваться крупные прогибы или разломы (трещины растяжения) земной коры, генетически вызванные растягивающими усилиями, ориентированными перпендикулярно напряжениям сжатия. Такие дислокации картируются в фундаменте платформы и проходят в субмеридиональном направлении через район современного истока р. Ангары. Они подчеркиваются гравитационными и магнитными аномалиями, дешифрируемыми М.М. Одинцовым (Структура вулканизма..., 1962), К.А. Савинским (1972) и многими другими как крупный разлом фундамента. Таким образом, генетическая природа саянского и байкальского направлений — сколовая. Моделирование механизма образования структур южной части Сибирской платформы (Гладков и др., 1972) подтвердило вывод о субмеридиональной ориентировке тектонических сил сжатия, предопределивших генеральный облик структуры южной части Восточной Сибири. Характерно, что на модели нашли отражение и разломы, ориентированные поперечно к контуру южной части Сибирской платформы.

Зарождение сетки разрывов коры, обычно объясняют двояко: 1) либо как результат процессов в верхней мантии, 2) либо как фактор влияния ротационных сил Земли. Нам представляется, что на ранних стадиях развития коры (архей — нижний протерозой) "геотермически" правильная ориентировка по отношению к оси вращения Земли не могла произойти под действием одних только эндогенных процессов в тектоносфере, поскольку она требует для объяснения изменения направления подвижек периодическую смену одного типа процессов другими, например экзотермических реакций эндотермическими.

Существует мнение, что энергетическим источником образования крупных линеаментов юга Восточной Сибири являются ротационные силы Земли (Каттерфельд, 1962; Стовас, 1963; Воронов, 1968; Хренов, 1972). Е.Н. Люстих (1962) дал общую оценку сдвиговых напряжений, которые могут появиться у подошвы коры при изменении скорости вращения Земли. Она свидетельствует о явной недостаточности возникающих касательных напряжений для преодоления предела прочности горных пород. Е.Н. Люстих провел расчеты применительно к поведению материальной точки, или "столба" высотой в 40 км при поперечнике в 1 см<sup>2</sup>. Расчеты не вызывают сомнений и были бы значимы, если бы мы попытались абсолютно всю регматическую сетку разломов объяснить за счет ротации. П.М. Хренов (1972) подошел к решению подобной проблемы с иных позиций. Он сопоставил блок литосферы под Сибирской платформой мощностью 120 км с ее складчатым обрамлением, имеющим мощность коры около 60 км. Инерционный момент громадной массы литосферы Сибирской платформы при неравномерном затухании скорости вращения планеты будет сдвигать платформу в юго-западном направлении.

Таким образом, основные направления разрывов юга Восточной Сибири могли заложиться благодаря ротации Земли на самых ранних стадиях ее развития. Принимая во внимание небольшое абсолютное значение напряжений, возникающих за счет ротационных изменений скорости вращения, более уверенно можно утверждать, что ротационные силы Земли стали причиной формирования крупных разломов земной коры лишь в случаях, когда они совпадают с векторами напряжений, связанных с эндогенными процессами. Именно поэтому, по статистике в целом для земного шара, мы фиксируем относительно выдержанные направления разрывов по отношению к оси вращения, а в конкретных регионах, расположенных на одних широтах, но в разных местах планеты, преобладают разные по направлению разрывы. Причина заключается в том, что напряжения, вызванные эндогенными процессами, успешнее реализуется, когда их вектор совпадает с вектором напряжений, возникших, в частности, из-за изменения ротационного режима на сфере, имеющей к этому времени некоторые неоднородности.

Возвращаясь к конкретному фактическому материалу об образовании регматической сетки разломов юга Восточной Сибири, учитывая симметрию их генетических типов и знаков смещений, можно согласиться, что участие ротационных сил в их начальный этап развития безусловно. Последующая история развития наиболее крупных разломов юга Восточной Сибири убедительно показывает неоднократную смену напряжений и как следствие этого изменение движений по разрывам. Здесь уже на новом уровне известная роль принадлежит и ротационным силам, но основная энергетическая сила определяется эндогенными процессами. С течением геологического времени гетерогенность верхней части земной коры увеличивается и разрядка ротационных напряжений все чаще происходит по имеющимся большим и малым дизъюнктивам. Роль тектонических сил, связанных с эндогенными процессами, все более и более возрастает. Таким образом, зеркальная симметрия в расположении главных линеаментов юга Восточной Сибири становится отражением их раннего заложения при существенной роли ротационных сил планеты. Все дальнейшее развитие дизъюнктивной тектоники рассматриваемого крупного региона шло при все большем и большем участии и возрастающей роли эндогенных факторов. Каковы же эти эндогенные фак-

горы, каков источник горизонтальных сжимающихся напряжений в коре и какова вероятная максимальная амплитуда горизонтальных подвижек по разломам?

Горизонтальные подвижки у глубинных разломов, выступающих в качестве швов, как уже упоминалось, вызваны двумя причинами. Собственно ротационные силы не могли привести к каким бы то ни было заметным амплитудам. Это объясняется их незначительной абсолютной величиной и кратковременностью действия. Заметная амплитуда связана с эндогенными факторами (Уилсон, 1974). Наиболее существенными из них следует считать процессы в верхней мантии, особенно в ее астеносферном слое.

Для современного этапа развития коры считается, что наиболее активные зоны — рифтовые, с одной стороны, и области островных дуг современного вулканизма и весьма повышенной сейсмической активности и глубоководных землетрясений (т.е. зоны современного геосинклинального развития), с другой. Энергетическим источником рифтовых зон считается восходящий конвекционный поток, который, растекаясь под ними, обеспечивает горизонтальное растяжение. Энергетическим источником зон современного геосинклинального развития предполагается нисходящий конвекционный поток, обеспечивающий субдукцию ("засасывание") материала коры, высокую сейсмичность с преобладанием горизонтальных сжимающих напряжений (Айзекс и др., 1974). Такие зоны часто располагаются на границе континентальной и океанической коры; они отличаются повышением скорости прохождения сейсмических волн и получили название зон Заварицкого — Беньоффа. По направлению протекающих процессов рифтовые зоны и зоны Заварицкого — Беньоффа, вероятно, представляют собой единое целое и обеспечивают своеобразную замкнутую конвекцию в астеносферном слое, а возможно — и во всей подастеносферной мантии.

Если рассмотренные предположения верны, то можно полагать, что общая тенденция направленного развития земной коры во времени не менялась. Геосинклинальные зоны геологического прошлого при таком подходе отражают зоны древней субдукции вещества. Последнее обеспечивало протекание и последующих процессов, в том числе складчатости и постскладчатого орогенеза. Они сопровождалась растрескиванием коры и образованием разломов, генетически связанных с господствующими горизонтальными усилиями. Амплитуда горизонтальных подвижек по разломам для докайнозойского времени достаточно велика, что означает продолжительное действие однонаправленных, горизонтально ориентированных напряжений. После каледонского цикла тектогенеза для южного обрамления Сибирской платформы наступил период относительного покоя, который отражает и замедление процессов субдукции. Новая активизация в мезозойско-кайнозойский этап развития вызвана принципиальным изменением движения в астеносферном слое. Развитие восходящего потока привело к формированию рифтовой зоны (Зорин, 1971; Шерман, 1971).

Амплитуды подвижек определяются целым рядом обстоятельств. На них сказываются угловые взаимоотношения между вектором сил растяжения (сжатия) и простиранием разлома, длиной разлома, генетическим типом, общими размерами смещаемых блоков и т.д. Особенно важен фактор длительности действия однонаправленных сил. Последнее обстоятельство сыграло решающую роль в известной ограниченности горизонтальных амплитуд у описанных крупных разрывов для собственно кайнозойского этапа развития. При этом смена знаков движений в ряде случаев на противоположные сгладили картину, затрудняющую на современном эрозионном срезе установление истинной амплитуды смещений.

Такое понимание процессов и механизма образования разломов объясняет изменение во времени генетической природы одних и тех же дизъюнктивных структур и динамику их развития. Становится понятной не только природа постоянно действующих горизонтально ориентированных напряжений сжатия и растяжения, но и результат их действия — мозаично-блоковая структура коры, наблюдаемая в южном обрамлении Сибирской платформы.

## МОНГОЛО-ОХОТСКИЙ ГЛУБИННЫЙ РАЗЛОМ В ВОСТОЧНОМ ЗАБАЙКАЛЬЕ

Один из крупнейших разломов в Восточной Сибири — Монголо-Охотский глубинный разлом — неоднократно был объектом пристального внимания исследователей. Сведения о разломе содержатся в работах М.С. Нагибиной (1963), Д.И. Горжевского (1965; Горжевский, Лазько, 1961), Н.А. Фогельман (1965), В.Д. Огородникова (Глубинные разломы Забайкалья, 1970) и многих других геологов. Большинство исследователей выделяют этот разлом на мелкомасштабных схемах, как пограничный шов между Монголо-Охотской складчатой областью и ее северным жестким обрамлением. Положение этого шва на схемах различно, как различны его морфологическая и металлогеническая характеристики.

Монголо-Охотский разлом интересен тем, что он объединяет в себе разрывные нарушения — как растяжения (сбросы, раздвиги), так и сжатия (надвиги), которые в протерозое, палеозое и мезозое, отражая глобальные тангенциальные напряжения, неоднократно сменяли друг друга.

Данные по морфологии глубинного разлома получены в результате многолетних полевых исследований, дешифрирования аэрофотоснимков, геофизических работ и обобщения материалов разномасштабных геологических съемок. Иллюстрационные схемы, представленные в данной работе, составлены с использованием сводных геологических карт по Восточному Забайкалью под редакцией Г.В. Александрова и структурно-формационной схемы мезозойских образований, выполненных под редакцией Г.В. Александрова, Г.Г. Ге, В.В. Павловой и П.А. Строны (ВСЕГЕИ).

Установлено, что Монголо-Охотский разлом в пределах Восточного Забайкалья представляет собой полосу сгущения субпараллельных крутопадающих и пологопадающих разрывных нарушений общей шириной около 50–80 км, протягивающуюся в северо-восточном направлении (северо-восток 60–80°) на многие сотни километров и уходящую далеко за пределы рассматриваемого региона. Эта полоса насыщена разновозрастными магматическими и другими геологическими образованиями. В пределах Монголо-Охотского глубинного разлома разрывные нарушения и продукты магматизма группируются в субпараллельные полосы того же, что и глубинный разлом, направления, образуя зоны разломов (так называемые региональные разломы) шириной от 10 до 15 км.

Отдельные разрывные нарушения, входящие в состав региональных разломов, ориентированы в северо-восточном направлении и имеют наклон в северных румбах. Они представляют собой, как правило, трещины отрыва, часто с элементами сброса. Амплитуда сбросов обычно составляет 1–2 км. Опускание блоков по разломам происходило длительно. Это нашло отражение в конседиментационном характере некоторых разломов, контролирующих впадины и прогибы, выполненные вулканогенно-терригенными отложениями палеозойского и мезозойского возрастов.

В состав Монголо-Охотского разлома входят многочисленные зоны смятия пород, связанные с надвигами. Зоны смятия, ориентированные согласно основному направлению глубинного разлома, располагаются кулисообразно. Ширина зон смятия — около 1 км, протяженность — до нескольких десятков километров. Зоны смятия характеризуются различной степенью динамометаморфизма пород — от милонитизации до катаклаза с уменьшением степени изменения к более молодым по возрасту породам.

С зоной Монголо-Охотского глубинного разлома пространственно совпадает зона изменения градиента силы тяжести, фиксирующая в общем отрицательном гравитационном поле переход от относительно пониженных значений  $\Delta g$  на севере от разлома к относительно повышенным в области Монголо-Охотского подвижного пояса (данные Г.А. Генко и В.К. Львова, ВСЕГЕИ). Ширина переходной зоны — около 30–40 км. Гравитационная ступень фиксирует уступ поверхности Мохоровичича, равный 5–6 км.

По данным аэромагнитной съемки зона Монголо-Охотского глубинного разлома насыщена линейными положительными аномалиями, ориентированными

вдоль основного направления разлома. Аномальные значения магнитного поля вызваны массивами гранодиоритов и диоритов верхнетриасового и верхнеюрского возрастов, а также приразломными впадинами, в разрезе которых присутствуют эффузивы основного и среднего состава верхнемезозойского возраста. Часто эти аномалии имеют значительно большую протяженность, чем контуры создающих их интрузивных тел, ибо фиксируют даже не вскрытые эрозией массивы гранитоидов, характеризующихся повышенной магнитной восприимчивостью. Эти аномалии хорошо подчеркивают ослабленные швы (региональные разломы), из которых состоит глубинный разлом.

Монголо-Охотский разлом формировался длительно, и от этапа к этапу менялись его морфология, положение в пространстве, динамика и геологическая нагрузка. Для выявления направленности развития необходимо рассмотреть разлом на разных этапах его истории. В основу геотектонического районирования и выделения этапов развития Восточного Забайкалья положены взгляды А.Ю. Билибина (1955), Е.Д. Карповой (1973) и В.А. Амантова (1972).

Монголо-Охотский разлом делит Восточное Забайкалье на две области. К северу от него располагается область, консолидированная в раннем протерозое и испытавшая в дальнейшем сводовое развитие и активизацию. К югу от разлома формировался Монголо-Охотский подвижный пояс, консолидированный и вовлеченный в активизационные процессы в среднем мезозое.

В истории развития каждой из указанных областей можно выделить крупные этапы, характеризующиеся определенным типом тектонического режима.

В архейский — раннепротерозойский этап территория Восточного Забайкалья входила в состав обширной геосинклинальной системы. В раннем протерозое на месте Монголо-Охотского разлома проходила граница между внутригеосинклинальными зонами: миогеосинклинальной на севере и эвгеосинклинальной на юге. К этому же разделу тяготеет сочленение Могочинской антиклинорной и Шилка-Амазарской синклинорной структур. Принимая во внимание вывод А.В. Пейве (1956) о том, что существенным диагностическим признаком глубинного разлома является его положение на границе двух соседних глубинных структур (блоков), характеризующихся различным геотектоническим режимом, а также учитывая приуроченность к данной границе полосы развития мощных толщ эффузивных и терригенных пород никитской серии, можно предположить, что в раннем протерозое Монголо-Охотский разлом, хотя бы фрагментарно, не проявлялся и играл роль внутригеосинклинального раздвигового нарушения. Блок, расположенный к северу от него, по сравнению с южным, характеризуется тенденцией к воздыманию.

В позднепротерозойский — раннепалеозойский геосинклинально-складчатый этап Монголо-Охотский разлом продолжал разделять две различно развивающиеся области. В это время в его пределах накапливались миогеосинклинальные карбонатно-терригенные образования. Монголо-Охотский глубинный разлом контролировал узкую, шириной около 20–30 км, эвгеосинклинальную зону, выполненную терригенно-вулканогенными толщами общей мощностью до 8000 м. К северу от глубинного разлома преобладали эрозионные процессы и только в редких трогах, приуроченных к крупным разломам, формировались вулканогенно-терригенно-карбонатные отложения. Интенсивная эрозия отражает начало сводового развития этой области. К этому же времени относится внедрение многочисленных интрузий габбро-диорит-гранитовой формации, но их пространственное распределение подчинено в основном внутрисводовой сети разломов и только отдельные мелкие массивы габбро и габбро-диоритов контролируются Монголо-Охотским глубинным разломом. В позднепротерозойский — раннепалеозойский этап развития Восточного Забайкалья Монголо-Охотский глубинный разлом из внутригеосинклинального разлома эволюционировал в краевой.

В среднем — позднем палеозое область, расположенная к северу от разлома, продолжала развиваться по типу свода, подвергающегося интенсивной эрозии. Материал выветривания отлагался в узком протяженном Пришилкинском прогибе, контролируемом Монголо-Охотским глубинным разломом. Таким образом,



в этот этап Монголо-Охотский разлом продолжал играть роль краевого шва, разделяя области, характеризующиеся различным тектоническим режимом и противоположным знаком вертикальных движений.

В мезозое Забайкалье охватили процессы тектоно-магматической активизации, которая протекала в три стадии: раннюю (триас — средняя юра), среднюю (средняя — верхняя юра) и позднюю (верхняя юра — нижний мел).

Ранняя стадия активизации отчетливо проявилась в области сводового развития (рис. 9). Одновременно в Монголо-Охотском подвижном поясе продолжал сохраняться геосинклинальный режим. Монголо-Охотский глубинный разлом в эту стадию играл исключительно важную роль в распределении в пространстве продуктов магматизма. Интрузия гранитоидов и поля вулканических пород располагаются по цепочкам, а цепочки — кулисообразно, прекрасно подчеркивая морфологические особенности разлома. Его общая ширина достигала 70—80 км, он состоял из субпараллельных ослабленных зон, разлом оперялся региональными разломами северо-западного, северо-восточного и широтного направлений. С юга к глубинному разлому тяготеет узкий прогиб, выполненный триасовыми и раннеюрскими морскими и континентальными терригенными образованиями. Монголо-Охотский глубинный разлом превратился в зону сжатия, но продолжал играть роль краевого шва, разделяющего области с различной направленностью вертикальных движений.

В средней — поздней юре (средняя стадия) процессы активизации охватили все Забайкалье (рис. 10). Восточное Забайкалье развивалось по типу растрескивающегося свода, осложненного вертикальными перемещениями отдельных блоков. Растрескивание свода на блоки и перемещение блоков осуществлялось по региональным разломам северо-восточного (северо-восток  $60-70^{\circ}$ ), реже северо-западного (северо-запад  $300-320^{\circ}$ ) и северо-северо-восточного (северо-северо-восток  $20-40^{\circ}$ ) направлений. В эту стадию активизации Монголо-Охотский разлом продолжал играть существенную роль в размещении в пространстве приразломных впадин, выполненных вулканогенно-осадочными образованиями, трещинных интрузий гранитоидов, полей и поясов даек субвулканических пород и продуктов гидротермальной постмагматической деятельности. Со стороны Монголо-Охотского глубинного разлома наблюдается отчетливый контроль золото-молибденового рудного пояса, выделенного впервые С.С. Смирновым. Отдельные рудные узлы в пределах глубинного разлома располагаются в узлах пересечения северо-восточных региональных разломов, составляющих глубинный разлом с региональными разломами широтного и северо-северо-восточного направлений.

Монголо-Охотский разлом играет в эту стадию важную, но не главенствующую роль в размещении геологических образований в пространстве. Аналогичную нагрузку несут и другие региональные разломы северо-восточного направления, не входящие в систему Монголо-Охотского разлома. Примером могут служить разломы, проявленные в пределах Монголо-Охотского пояса, контролирующие редкометальную минерализацию. Таким образом, в среднюю стадию активизации значение глубинного разлома как краевого шва практически сведено к нулю, но он продолжает оставаться одной из основных магмо- и рудоконтролирующих разрывных структур Восточного Забайкалья.

В позднюю стадию мезозойской активизации все Забайкалье разбивается региональными разломами северо-восточного, северо-западного, северо-северо-восточного, северо-северо-западного, широтного и меридионального направлений на разновеликие блоки, испытывающие дифференцированные вертикальные перемещения на фоне общего сводового развития региона (рис. 11). Региональные разломы развиваются в пространстве с определенной периодичностью, через равные интервалы; в пределах же древнего глубинного шва отмечено увеличение густоты региональных разломов согласного со швом направления. Региональные разломы северо-восточных направлений контролируют приразломные впадины, вулканические постройки, поля и пояса даек субвулканических пород и эпitherмальную минерализацию (флюорит, сурьма, золото,

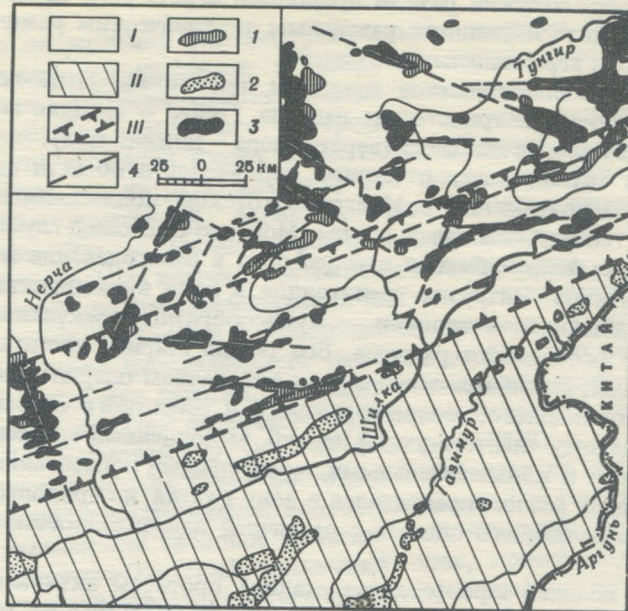


Рис. 9. Пространственное положение Монголо-Охотского глубинного разлома в Восточном Забайкалье в триасе – средней юре

*I* – область активизации; *II* – Монголо-Охотский геосинклиналино-складчатый пояс; *III* – зона Монголо-Охотского глубинного разлома; 1 – реликты полей развития континентальных вулканогенно-осадочных образований; 2 – реликты полей развития морских осадочных образований; 3 – интрузивы и субвулканы; 4 – оси магматогенных разломов

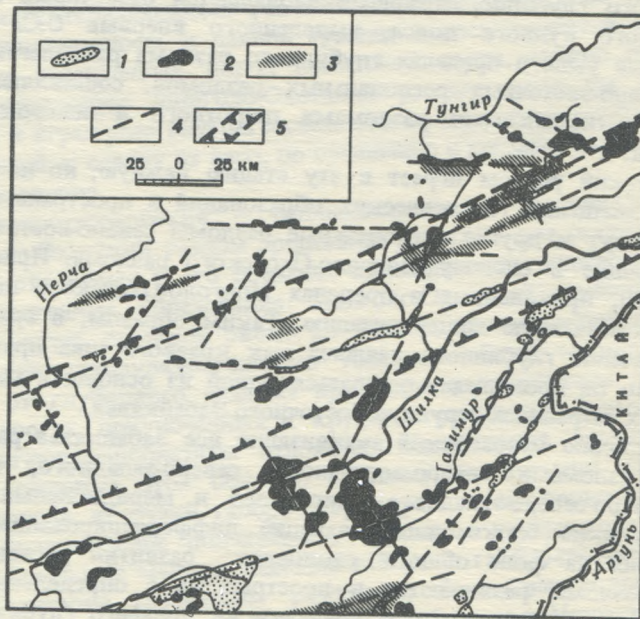


Рис. 10. Пространственное положение Монголо-Охотского глубинного разлома в Восточном Забайкалье в средней – поздней юре

1 – приразломные впадины, выполненные континентальными вулканогенно-осадочными образованиями; 2 – массивы интрузивных и субвулканических образований; 3 – поля и пояса даек; 4 – осевые линии зон разломов; 5 – зона Монголо-Охотского глубинного разлома

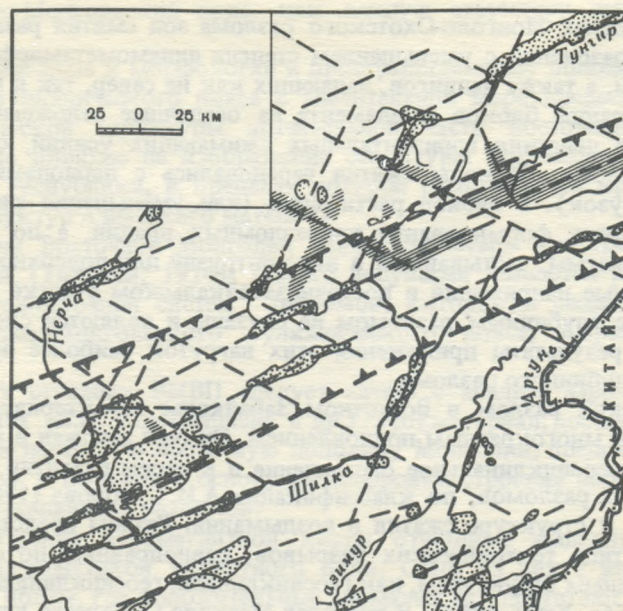


Рис. 11. Пространственное положение Монголо-Охотского глубинного разлома в поздней юре – раннем мелу  
Условные обозначения см. на рис. 10

мышьяк). Распределение оруденения в пределах региональных разломов северо-восточных направлений подчинено узлам пересечения этих разломов с региональными разломами северо-западного направления. Монголо-Охотский глубинный разлом в эту стадию активизации проявлялся в виде полосы сгущения однонаправленных региональных разломов, и только поэтому он несет повышенную магматическую и рудную нагрузку.

В заключение остановимся на кинематических и динамических особенностях Монголо-Охотского глубинного разлома. Выше отмечалось, что глубинный разлом с раннего протерозоя по конец палеозоя разграничивал области, отличающиеся знаком вертикальных движений. На направленность перемещения блоков по Монголо-Охотскому разлому косвенно указывает величина эрозии северного блока и мощность отложений, накапливающихся в южном блоке. В северном блоке на современную дневную поверхность выведены метаморфические и ультраметаморфические архейские и нижнепротерозойские образования, гнейсо-граниты и граниты нижнепалеозойских плутонов, все это прорвано эродированными гипабиссальными интрузиями триасового возраста и перекрыто частично сохранившимися во впадинах покровами триасовых и более молодых вулканитов.

По самой приблизительной оценке суммарная величина эрозии домезозойских образований северного блока Монголо-Охотского разлома составляет не менее 10 км. В троговых зонах растяжения южного блока, контролируемых глубинным разломом, накапливались толщи верхнепротерозойского (мощность до 7 км), средне-верхнепалеозойского (мощность около 2 км) и раннемезозойского (мощность 1–2 км) возрастов. Таким образом, амплитуда вертикального перемещения блоков по разлому с раннего протерозоя по ранний мезозой составила не менее 10 км. Данные геофизиков, указывающие на ступень в поверхности Моховичича, равную 5–6 км, совпадающую с Монголо-Охотским разломом, не противоречат этому предположению, так как на современную разницу гравитационных полей северного и южного блоков, положенную в основу расчета величины ступени, влияли не только перемещения блоков относительно друг друга, но и разуплотнение блоков в результате гранитообразования.

Наличие в пределах Монголо-Охотского разлома зон смятия разновозрастных геологических образований с уменьшением степени динамометаморфизма к более молодым породам, а также надвигов, падающих как на север, так и на юг, фиксируемых по наплзанию блоков фундамента на осадочные отложения, указывает на неоднократные действия горизонтальных сжимающих усилий, ориентированных поперек разлома. Периоды сжатия чередовались с периодами растяжения (или смятия нагрузок). В период растяжения (или уменьшения сжимающих нагрузок) происходило формирование приразломных впадин, а по ослабленным зонам — подъем магмы, застывавшей в виде интрузий или поверхностных покровов. Горизонтальные напряжения в восточнозabayкальском участке земной коры непосредственно с глубинным разломом не связаны и являются следствием глобальных сил, но результаты приложения этих нагрузок наиболее ярко проявляются в пределах глубинного разлома.

Монголо-Охотский разлом в Восточном Забайкалье характеризуется длительностью развития и многократным подновлением. Он был заложен в раннем протерозое как внутригеосинклинальное ограничение и в своем развитии прошел через все типы глубинных разломов, по классификации А.И. Суворова (1968), от структуры растяжения к структуре сжатия и воздымания. Разлом представляет яркий пример особого типа тектонических разрывов, равноправных по своему значению таким глубинным структурам, как геосинклинали, геосинклинальные прогибы и т.п. (Пейве, 1956; Хаин, 1963). В пределах Монголо-Охотского глубинного разлома в среднем мезозое был сформирован золото-молибденовый металлогенический пояс. Положение рудных узлов в его пределах подчинено внутреннему строению.

#### ВОСТОЧНАЯ МОНГОЛИЯ

Многие разломы южного обрамления Сибирской платформы продолжают на территорию Монголии, играя важную роль в формировании и развитии структуры этой страны (Геологическое строение Монгольской Народной Республики, 1959; Тектоническая карта Монгольской Народной Республики, 1974; Нагибина, 1970). Но собственно изучению разломов и их влияния на формирование структуры данной территории уделяется пока неоправданно малое внимание, и изученность их пока находится в начальном состоянии. Недооценка роли разломов приводит к ошибочным представлениям о тектоническом строении данной территории. Так, в последнее время получило широкое распространение представление о дуговом строении структуры Монголии (Зоненшайн, 1972; Зоненшайн и др., 1971).

Полевые исследования и изучение геологических и геофизических материалов, а также аэрофото- и космических снимков зон разломов позволили выявить ряд особенностей тектонического строения указанного региона, заметно отличающихся от существующих представлений. Одна из таких особенностей — широкое развитие сдвигов с большой горизонтальной составляющей, придающих геологическим структурам ступенчатый облик. Эту особенность тектонического строения удобнее рассмотреть на примере Восточной Монголии. Здесь к юго-востоку от долины нижнего течения р. Керулен находится зона, насыщенная эффузивами и субвулканическими телами мелового, юрского и, в меньшей степени, пермского и каменноугольного возраста. Состав пород весьма разнообразный с преобладанием эффузивов среднего и основного состава. Протяженность зоны достигает 800—900 км, при ширине до 900—1000 км. По обеим сторонам зоны вулканы значительно меньше распространены. Эта зона известна в литературе под названием Восточно-Монгольского вулканического пояса (ВМВП). Область распространения вулканогенных пород имеет неровные угловатые очертания в целом, образуя широкую полосу, вытянутую в северо-восточном направлении. Этим обстоятельством, видимо, и было вызвано то, что все предыдущие исследователи (А.Х. Иванов, В.А. Амантов, А.П. Зоненшайн, М.С. Нагибина и др.) трак-

товали Восточно-Монгольский пояс как единую структуру северо-восточного простирания.

Подобное отношение к морфологии и пространственному положению Восточно-Монгольского вулканического пояса в значительной мере предопределило трактовку тектонической структуры значительной части Восточной Монголии, а также оказывало влияние на изображение структуры территории всей Монгольской Народной Республики, в пределах которой располагается крупнейший узел планетарных структур Азиатского материка.

На территории Восточной Монголии выделены четыре пространственные системы нарушений (Тихонов, 1974), однако ведущими являются разломы субширотной и северо-восточной систем разломов, которые и создают особенности строения Восточно-Монгольского вулканического пояса, выраженные в его ступенчатости.

Расшифровку строения ВМВП следует начать с анализа аэромагнитных карт разного масштаба (В.И. Блюменцвейг и др.). Этот материал, достаточно детальный и покрывающий почти всю восточную половину Монголии, представляется наиболее объективным и положен в основу расшифровки строения пояса в целом и отдельных его составляющих разломов.

При рассмотрении аэромагнитной карты отчетливо выделяются районы с различной характеристикой магнитного поля. Одни из них с интенсивным знакопеременным полем, где положительные аномалии  $\Delta T$  достигают 10 миллиэрстед и более и резко падают до отрицательных значений. Отдельные аномалии этого поля в плане измеряются первыми километрами и первыми десятками километров. Форма их разнообразная, чаще линейная, иногда изометричная. Другой тип полей характеризуется широкими расплывчатыми очертаниями, достигающими нескольких десятков километров, а величина положительных значений  $\Delta T$ , как правило, находится в пределах 0–5 миллиэрстед. К третьей категории отнесены районы с отрицательным значением  $\Delta T$ .

Сопоставляя карту аномального магнитного поля с геологической картой, трудно убедиться, что районам с широким распространением вулканитов ВМВП соответствуют интенсивные знакопеременные магнитные поля.

Анализируя аномалии магнитных полей, наблюдаем ряд линейных, различной протяженности аномалий с резким перепадом значений от положительных до отрицательных. В зонах больших градиентов, как известно, обычно располагаются разрывные нарушения. Полевые наблюдения подтвердили правильность этого положения. Дешифрирование аэромагнитной карты позволило выделить огромное количество разновеликих разрывов в пределах ВМВП, значительно превышающих число нарушений в смежных с поясом участках, т.е. ВМВП — зона интенсивного дробления, что обусловило его проницаемость для разнообразных вулканических продуктов.

Районы с интенсивным знакопеременным магнитным полем, а следовательно, и ВМВП, имеют четкие ограничения, обусловленные зонами крупных разломов. Конфигурация пояса определяется главным образом крупными нарушениями субширотной и северо-восточной системы, разломов, пересекающихся между собой.

Рассмотрим северную границу районов интенсивного знакопеременного магнитного поля. В районе широтного участка нижнего течения р. Керулен на широте г. Чойбалсан от восточной границы Монголии на запад, в район сомона Хулэн-Буйр прослеживается узкая полоса (шириной от первых сотен метров до 1,0–1,5 км), линейно вытянутых в широтном направлении интенсивных положительных аномалий, достигающих 10 миллиэрстед. Севернее эта полоса положительных аномалий резко граничит с отрицательными значениями  $\Delta T$ . Общий перепад аномалий магнитного поля достигает значения от +10 до –5 миллиэрстед. Нет никакого сомнения, что в данном месте проходит зона крупного разлома широтного простирания. К северу от этой полосы аномалий крупного разлома располагается область с отрицательными или слаболожительными значениями  $\Delta T$ , а с юга — районы с интенсивным знакопеременным полем. В геологическом отношении

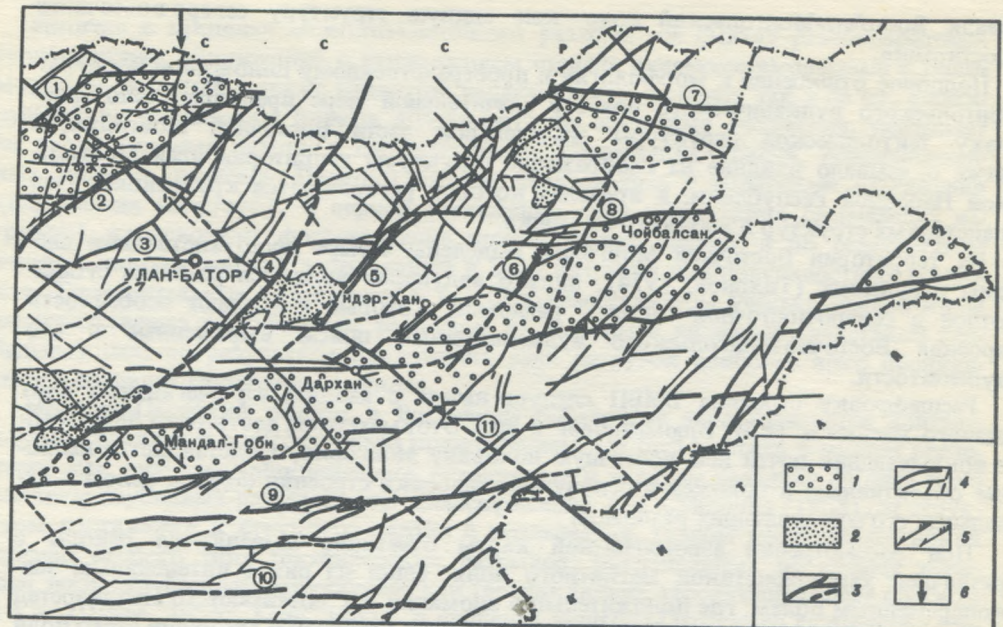


Рис. 12. Схематическая карта разломов Восточной Монголии

1 - вулканические пояса (зоны проницаемости); 2 - терригенные отложения перми; 3 - глубинные разломы; 4 - прочие разновеликие разломы; 5 - направление перемещения по разломам; 6 - направление главного сжимающего напряжения. Разломы (цифры в кружках): 1 - Селенгинский, 2 - Байнгольский, 3 - Иуругольский, 4 - Южнохэнтэйский, 5 - Ононский, 6 - Керуленский, 7 - Ульдзинский, 8 - Чойбалсанский, 9 - Ундуршилинский, 10 - Манлайский, 11 - Уланбаторский

они соответствуют Чойбалсанской впадине на севере и вулканическому поясу на юге. С юга ВМВП ограничивается по таким же широтного простирания аномальным зонам, т.е. также по крупному разрывному нарушению. Северная зона ограничения в значительной своей части отвечает восточной части так называемого Керуленского разлома. Южный разлом не нашел своего отражения на геологической карте. Широтная полоса интенсивного знакопеременного магнитного поля отвечает восточной части ВМВП. Здесь эта полоса пересекается линейными магнитными аномалиями с большими градиентами. Эти диагональные зоны северо-восточного простирания располагаются к югу от г. Чойбалсан. Одна из этих зон (разломов) трассируется по направлению Джаргалантуин-Худук на юге к г. Боро-Ундур-Ула на севере, составляя с зонами (разломами) ограничения ВМВП угол примерно в  $45^\circ$ . Восточнее располагается система крупных нарушений, параллельных указанному и отстоящих один от другого на 15-25 км.

На меридиане сомона Хулэн-Буйр проходит узкая зона интенсивных магнитных аномалий с большими градиентами юго-западного простирания, относящаяся к зоне крупного разлома. Западнее этого разлома широтный пояс интенсивного знакопеременного поля, отвечающего породам ВМВП, не прослеживается. На широте г. Ундэр-Хан располагается линейная зона интенсивных магнитных аномалий субширотного простирания (зона разлома), к югу от которой вновь наблюдается пояс интенсивного знакопеременного поля. Таким образом, этот пояс, имея то же широтное простирание, располагается южнее и западнее описанного выше участка, образуя в плане ступень. Другими словами, ВМВП левосторонне смещен по разлому северо-восточного простирания. Общая амплитуда горизонтального перемещения по данному разлому составляет примерно 100 км (рис. 12).

К юго-востоку от г. Ундэр-Хан и большой излучины р. Керулен, вдоль правого борта долины проходит отраженный в магнитном поле крупный разлом северо-восточного простирания, который вновь прерывает пояс интенсивных знакопеременных аномалий, т.е. ограничивает распространение ВМВП на запад.

Далее на запад и южнее, на широте Баян-Цаган-сомона — сомон Дархан снова фиксируется мощная широтная зона разломов, южнее которой вновь наблюдаются магнитное поле и породы, характерные для ВМВП. В свою очередь на западе магнитные поля ВМВП прерываются узкой линейной зоной интенсивных магнитных аномалий северо-восточного простирания, сопрягающейся с Ононским разломом и прослеживающейся к г. Мандал-Гоби. В данном случае в строении ВМВП фиксируется вторая ступень. Здесь амплитуда горизонтального сдвига составляет примерно 135–140 км.

Еще далее на запад и южнее, в 30 км севернее г. Дунд-Гоби отмечается еще одна аналогичная вышеуказанным широтная зона интенсивных аномалий с большим градиентом, отвечающая крупному разлому. К югу от этого шва располагается интенсивное знакопеременное магнитное поле ВМВП. В 15 км западнее сомона Эрдэни-Далай северная зона ограничения ВМВП вновь срезается зоной крупных разломов северо-восточного простирания, прослеживающаяся сюда от верховьев р. Керулен, известной в литературе, как Южно-Хэнтэйский разлом, образующий очередную ступень вулканического пояса. В данном участке горизонтальное левостороннее сдвиговое перемещение достигает 100–105 км. Фрагменты четвертой ступени можно наблюдать в районе сомона Сайхан-Обо. Эта ступень не имеет полного выражения, так как с запада она прерывается мощной структурой зоной меридионального простирания, делящей территорию МНР на восточную и западную части со специфическими чертами геологического строения. Общее видимое горизонтальное смещение в данном участке, вероятно, достигает 100–105 км.

Южная граница пояса интенсивного знакопеременного поля, отвечающего ВМВП, также достаточно четкая, выражена резкой сменой характера магнитного поля и проходит по крупным разрывным нарушениям. Это ограничение образует ряд ступеней, соответствующих ступеням северного ограничения. Отличие северного ограничения ВМВП от южного заключается в том, что первое граничит с зоной отрицательных значений магнитного поля, а второе — с зоной массивного положительного магнитного поля, за которым уже располагаются отрицательные магнитные поля. Общая картина ступенчатости ВМВП осложняется более мелкими ступенями, а также поперечными зонами аномалий субмеридионального и северо-западного простирания, отвечающих швам разрывных нарушений.

Анализ материалов В.С. Волхонина, П.П. Степанова (1969) по гравиметрическим исследованиям Монголии дает возможность выделить в пределах ВМВП основные крупные структурные элементы, совпадающие с выделенными на основании материалов аэромагнитной съемки. Кроме того, для выяснения сети разломов на значительную часть восточного окончания ВМВП было произведено дешифрирование аэрофотоснимков и на всю территорию пояса сделан морфоструктурный анализ топографических карт. Полученные в результате этой работы данные полностью совпадают с картиной системы нарушений, полученной по геофизическим материалам.

Северная зона ограничения ВМВП и прилегающие к ней области были исследованы непосредственно в поле. Было установлено, что положительным магнитным аномалиям аэромагнитной карты соответствуют выходы средних, основных и ультраосновных пород, залегающих то в виде эффузивов, то в виде даек, штоков, силлов и других интрузивных тел, а зонам больших градиентов физических полей отвечают зоны разломов.

Таким образом, на основании приведенного выше фактического материала можно сделать следующие выводы:

1. Восточно-Монгольский вулканический пояс представляет собой зону проицаемости, характеризующуюся многочисленными разновеликими разломами и трещинами преобладающего широтного простирания. Ширина его достигает 80–100 км, а длина на территории Монголии — около 900 км.
2. Первоначальное положение ВМВП было широтным.
3. Северное и южное ограничения ВМВП четкие и проходят по зонам крупных глубинных разломов субширотного простирания.

4. Время заложения мощной зоны разломов ВМВП пока остается неясным, и видимо, относится к раннему палеозою. Как зона растяжения, проницаемая для магматических пород, структура пояса оформилась, вероятно, в позднем карбоне и просуществовала до конца нижнего мела.

5. После нижнего мела ВМВП перестал функционировать в виде зоны растяжения, трещины были закрыты и поступление магматических продуктов прекратилось, о чем свидетельствует почти полное отсутствие вулканогенных пород в вышележащих толщах.

6. ВМВП пересекается разломами различных пространственных систем, среди которых ведущую роль играют разломы северо-восточного простирания. По крупным разломам северо-восточного простирания — Керуленскому, Ононскому и Южнохэнтэйскому — вулканический пояс разбит на отдельные блоки, ступенчато-смещенные относительно друг друга. При движении с востока на запад каждая последующая ступень располагается южнее предыдущей.

7. Общая амплитуда горизонтального перемещения блоков ВМВП по четырем ступеням составляет примерно 440—450 км.

8. Распространение верхнемеловых и кайнозойских пород выходит за рамки ступеней ВМВП и подчиняется другим закономерностям.

9. Исходя из двух предыдущих выводов (5 и 8) можно прийти к заключению, что ступенчатое перемещение ВМВП, видимо, произошло на рубеже раннего и позднего мела.

Ступенчатое строение ВМВП не может быть обоснованным и, естественно, должно быть связано со строением смежных тектонических структур и отражаться на них. И это явление, действительно, имеет место. В качестве примера рассмотрим Предхэнтэйский прогиб (Дуранте, 1971).

К северо-западу от структуры ВМВП широким распространением пользуются терригенные отложения нижней и верхней перми. Эти отложения располагаются на трех крупных изолированных друг от друга площадях. Северная из них располагается в основном на правом берегу р. Ульдза-Гол в районе сомона Ульдза. Вторая находится в западной части большой излучины р. Керулен, а третья, самая крупная из них, располагается южнее большой излучины р. Тола, примерно между  $46^{\circ}$  и  $47^{\circ}$  с.ш. В.А. Амантов (Основные черты..., 1968; Амантов и др., 1968) считал их принадлежащими к одному крупному прогибу северо-восточного простирания, назвав его Предхэнтэйско-Ульдзинско-Борзинским. Несмотря на разобщенность указанных выше площадей распространения терригенной перми, изучение флоры (Дуранте, 1971) и фауны (Е.Е. Павлова, устное сообщение) подтвердило, что все они относятся к единому бассейну. Как же относятся эти площади распространения пермских отложений к ступеням ВМВП и разломам, их образующим? Первый, северный участок, располагается восточнее Ононского разлома северо-восточного простирания и ограничивается с юга крупным широтным разломом на широте г. Чойбалсан. Второй участок располагается между разломами северо-восточного простирания — с востока Ононским, с запада Южнохэнтэйским. С юга он ограничен широтным разломом, проходящим южнее большой излучины р. Керулен. Третий участок распространения пермских отложений ограничивается с востока Южнохэнтэйским разломом, а с юга — широтной зоной разломов, проходящей на широте сомона Эрдэни-Далай.

Обратив внимание на положение указанных трех районов распространения пермских отложений относительно крупных разломов, нетрудно заметить, что каждый из них располагается на ступени, образованной теми же крупными разломами, которые создали ступенчатое строение ВМВП. Отсюда следует вывод, что пермские отложения данных районов принадлежали одному прогибу, имевшему широтное простирание, а в дальнейшем разбитому разломами северо-восточного направления на отдельные блоки и ступенчато смещенному согласно отрезкам ВМВП. Подобный облик ступенчатости структуры можно наблюдать и в строении Селенгинского вулканического пояса.

В настоящем разделе сделан акцент на сдвиговые перемещения по крупным разломам северо-восточной системы Восточной Монголии. Однако и по разломам



других пространственных систем также отмечаются горизонтальные и вертикальные перемещения смежных блоков. Эти перемещения, как правило, имеют меньшую горизонтальную составляющую и лишь усложняют описанную выше картину.

Изложенные выше факты свидетельствуют о том, что блоково-ступенчатое строение имеет четкие закономерности и, по-видимому, присуще, по меньшей мере, всей структуре Восточной Монголии. Кроме того, на западе страны, в пределах Монгольского и Гобийского Алтая намечается сходная с востоком ступенчатость, но в зеркальном отражении. Поэтому представления о строении территории Монголии в виде системы дуговых структур, видимо, не имеют под собой достаточных оснований.

Вероятно, подмеченные закономерности дают возможность на новой основе подойти к изучению истории формирования структуры этой территории, открывая пути к расшифровке динамики тектонических процессов с реальным учетом горизонтальных перемещений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Г.Д. 1960. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движений земной коры. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 8.
- Айзекс Б., Оливер Дж., Сайкс Л. 1974. Сейсмология и новая глобальная тектоника. — В кн.: Новая глобальная тектоника. Пер. англ. М., "Мир".
- Александров В.К. 1969. Шарьяжные структуры восточного борта Ангаро-Ленского прогиба. — В кн.: Совещание по проблеме "Прогибы". Тезисы докладов. Л.
- Александров В.К. 1971. Тектонические покровы Байкальского хребта в бассейне Улькана. — В кн.: Материалы по геологии Сибирской платформы и смежных областей. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во.
- Амантов В.А. 1972. Тектоника и формации докайнозой Забайкалья и Северной Монголии. — Автореф. докт. дисс. Л.
- Амантов В.А., Котляр Г.В., Попеко Л.И. 1966. Стратиграфия и палеогеография верхнего палеозоя Забайкалья и Монголии. — "Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР", 11, вып. 4.
- Арсентьев В.П. 1967. Останцы тектонических покровов в Тункинских альпах (Восточный Саян). — "ДАН СССР", 177, № 3.
- Архангельский А.Д. 1932. К вопросу о покровной тектонике Урала. — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 10, № 1.
- Бандалетов С.М. 1961. Геология Коджандской группы медных месторождений (Центральный Казахстан). Алма-Ата, Изд-во АН КазССР.
- Берзин Н.А. 1967. Зона Главного разлома Восточного Саяна. М., "Наука".
- Берзин Н.А., Клугин К.А. 1961. Строение зоны Главного разлома Восточного Саяна в верховьях р. Удэ. — "Геол. и геофиз.", № 7.
- Беспалов В.Ф. 1971. Геологическое строение Казахской ССР. Алма-Ата, "Наука".
- Билибин Ю.А. 1955. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М., Гостеолтехиздат.
- Борукаев Р.А. 1955. Допалеозой и нижний палеозой северо-востока Центрального Казахстана (Сары-Арка). М., Гостеолтехиздат.
- Булина Л.В. 1964. О выделении разрывных нарушений на Сибирской платформе по данным аэромагнитной съемки. — "Геол. и геофиз.", № 2.
- Вашилов Ю.Я. 1966. К вопросу о глубинных разломах и их геологических признаках. — В кн.: Геофизические исследования. Сб. 2. М.; Изд-во МГУ.
- Войтович В.С. 1963. История развития Джунгарского глубинного разлома. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 6.
- Волхонин В.С., Степанов П.П. 1969. Современная структура и глубинное строение земной коры по геофизическим данным. — "Сов. геол.", № 5.
- Воронов П.С. 1968. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., "Наука".
- Гавриш В.К. 1969. Глубинные структуры (разломы) и методика их изучения. Киев, "Наукова думка".
- Галицкий В.В. 1940. Урало-Тяньшаньская зона сдвигов. — "Сов. геол.", № 9.
- Галицкий В.В. 1967. Тектоника хребта Каратау (Южный Казахстан). — "Труды Ин-та геол. наук АН КазССР", 19.
- Глубинные разломы Забайкалья. 1970. — "Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР", 6, вып. 1. Чита. Авт.: Богомолов Н.С., Барабашев Г.В., Гладков В.Г., Мастюлин Л.А., Менакер Г.Н., Огородников В.Д., Сизиков В.И., Фомин И.Н.
- Геологическая карта Казахской ССР и прилегающих территорий союзных республик. 1965. М-б 1 : 1 500 000. Под ред. Беспалова В.Ф., Боровикова Л.И., Еремина В.К., Есенова М.Е., Яншина А.Л. Л.-М., Изд-во Мин-ва геол. СССР.
- Геологическое строение Монгольской Народной Республики (Стратиграфия и тектоника). 1959. Л., Гостоптехиздат. Авт.: Васильев В.Г., Волхонин В.С., Гришин Г.Л., Иванов А.Х., Маринов Н.А., Мокшанцев К.Б.

- Геологическое строение Сарысу-Балхаш-Нуринского водораздела. 1960. — "Труды ВСЕГЕИ", новая серия, 32. Авт.: Александрова М.И., Борсук Б.И., Перекалина Т.В., Яговкин В.М.
- Геология СССР, т. XX, 1972. Центральный Казахстан. Геологическое описание. Кн. 1 и 2. М., "Недра".
- Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. 1963. — В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. "Труды ГИН АН СССР", вып. 80. М. Авт.: Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В.
- Гладков В.Г. 1965. Линейно-ориентированные структурные элементы в зоне Оловянинского надвига (Восточное Забайкалье). — "Геотектоника", № 5.
- Гладков В.Г., Никитин В.П., Хренов П.М. 1972. Поля напряжений и геологические структуры южной части Сибирской платформы и ее обрамления (по данным моделирования). — В кн.: Тектоника Сибири, т. 5. М., "Наука".
- Горжевский Д.И. 1965. О металлогеническом значении глубинных разломов. — "Геол. сб. Львовск. геол. об-ва", № 9.
- Горжевский Д.И., Лазько Е.М. 1961. Монголо-Охотский глубинный разлом. — "ДАН СССР", 137, № 5.
- Горожанкин В.Т., Ерхов В.Ф. 1970. Кинематическая схема разрывных нарушений южного обрамления Сибирской платформы. — "ДАН СССР", 193, № 4.
- Данилович В.Н. 1949. Новые данные об ангарском надвиге. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 4.
- Данилович В.Н. 1961. Метод поясов в исследовании трещиноватости, связанной с разрывными смещениями. Иркутск.
- Данкевич И.В., Павлов Ю.А., Парфенов Л.М. 1969. Рельеф фундамента Чульманской впадины и природа Южно-Чульманского разлома. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 3. М., "Наука".
- Дуранте М.В. 1971. Палеоботаническое обоснование стратиграфии верхнего палеозоя Монголии. — Автореф. канд. дисс. М., ГИН АН СССР.
- Емельянов Е.Л., Перфильев В.В. 1969. Морфологические особенности Урикско-Хайтинской зоны глубинного разлома (Восточный Саян). — "Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР", 5, вып. 2.
- Ерхов В.Ф. 1972. Тектоника Витимо-Ингодинского междуречья. Автореф. канд. дисс. Улан-Удэ.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П. 1967. Кытлымский платиноносный массив. — "Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала", вып. 13. М., "Недра".
- Заварицкий А.Н. 1941. Некоторые основные вопросы геологии Урала. — "Изв. АН СССР", серия геол., № 3.
- Заика-Новацкий В.С., Цуканов В.А. 1966. Атансорская сдвиговая зона в Атансор-Аксуиском районе Северного Казахстана. — "Изв. высш. учебн. завед., геол. и развед.", № 10.
- Зайцев Н.С. 1960. Сравнительная тектоника Восточного Саяна и нагорий Шотландии. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 19. Каледонская орогенция. М., Изд-во АН СССР.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. 1971. Строение и условия накопления верхнедокембрийских и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклинория. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ.
- Звонцов В.С. 1971. Позднегеосинклинальные формации каледонид северо-востока Центрального Казахстана. — В кн.: Тектоника и формации Казахстана. Алма-Ата, "Наука".
- Зоненшайн Л.П. 1972. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., "Недра".
- Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г., Нагибина М.С. 1971. О соотношении палеозойских и мезозойских структур Монголии. — "Геотектоника", № 4.
- Зорин Ю.А. 1971. Новейшая структура и изоस्ताзия Байкальской рифтовой зоны и сопредельных территорий. М., "Наука".
- Зубцов Е.И. 1956. Структурно-фациальные зоны Тянь-Шаня и глубинные разломы. — "Информ. сб. ВСЕГЕИ", № 4.
- Кабанов Ю.Ф. 1971. Проблемы тектоники восточной части Карагандинского бассейна. — В кн.: Вопросы геологии Центрального Казахстана. М., Изд-во МГУ.
- Казанский В.И. 1972. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. М., "Недра".
- Камалетдинов М.А. 1962. О клиппенах на Среднем Урале. — "ДАН СССР", 146, № 5.
- Камалетдинов М.А. 1965. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. — "Геотектоника", № 1.
- Камалетдинов М.А. 1971. Шарьяжи Уфимского амфитеатра. — Там же, № 5.
- Камалетдинов М.А., Казанцев Ю.В., Казанцева Т.Т. 1970. Складчатые покровы западного склона Южного Урала. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 4.
- Камалетдинов М.А., Кудашев А.Ш. 1968. О новых надвигах на западном склоне Урала. — "Геотектоника", № 2.
- Карпинский А.П. 1919. Очерки геологического прошлого Европейской России. М.-Пг., "Природа".
- Карпова Е.Д. 1973. Металлогения областей тектоно-магматической активизации. — "Труды ВСЕГЕИ", новая серия, 191.
- Каттерфельд Г.И. 1962. Лик Земли и его происхождение. М., Географгиз.
- Кизевальтер Д.С., Муратов М.В. 1959. Тектоника северо-восточной окраины Кокчетавского массива (Северный Казахстан). — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 34, вып. 2.
- Киселев В.В., Королев В.Г. 1964а. Беш-Таштерекский правый сдвиг и сдвиговая тек-

- тоника в западной части Северного Тянь-Шаня. — В кн.: Тектоника западных районов Северного Тянь-Шаня. Фрунзе, "Илим".
- Киселев В.В., Королев В.Г. 1964б. Основные черты тектоники западной части Киргизского хребта. — Там же.
- Книппер А.Л. 1963. Тектоника Байконурского синклинория (Центральный Казахстан). — "Труды ГИН АН СССР", вып. 90.
- Кошкин В.Я. 1969. Центральнo-Казахстанский сдвиг. — "Геотектоника", № 1.
- Кузнецов Е.А., Захаров Е.Е. 1926. К тектонике восточного склона Урала. — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 4, вып. 1—2.
- Ламакин В.В. 1955. Обручевский сброс в Байкальской впадине. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Ламакин В.В. 1968. Неотектоника Байкальской впадины. М., "Наука".
- Ласовский А.Г. 1958. К вопросу о важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — В кн.: Сборник материалов 3-й Научно-технической конференции Фрунзенского политехнического института. Фрунзе.
- Лисов Н.С., Коровин Н.Ф. 1969. О возрасте и последовательности формирования интрузивных пород Краснотурьинского, Серовского и Ново-Лялинского районов. — В кн.: Труды Второго Уральского петрографического совещания. Т. 3. Свердловск.
- Логачев Н.А. 1968. Осадочные и вулканогенные формации Байкальской рифтовой зоны. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука".
- Лукьянов А.В. 1961. Структура Аксоран-Акджальской зоны разломов в Центральном Казахстане. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 2.
- Лукьянов А.В. 1965. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 136.
- Луцицкий И.В., Бондаренко П.М. 1967. Эксперименты по моделированию сводовых поднятий байкальского типа. — "Геотектоника", № 2.
- Люстих Е.Н. 1962. Некоторые замечания об использовании физики в геотектонических построениях. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 1.
- Ляцкий В.Б. 1966. Байкало-Енисейский разлом. — "Сов. геол.", № 6.
- Мазарович О.А. 1953. О структуре палеозойских и докембрийских отложений Атбасарского и прилегающих к нему районов Акмолинской и Кокчетавской областей Казахской ССР. — В кн.: Памяти проф. А.Н. Мазаровича. М., Изв. МОИП.
- Мазарович О.А. 1961. Сарысуийский глубинный шов (о сочленении Сарысу-Тенизского поднятия и Атасуйского антиклинория в Центральном Казахстане). — "Вестн. МГУ, серия 4, геол.", № 6.
- Мазарович О.А. 1963. Геологическое строение северного обрамления Карагандинского бассейна. — Там же, № 3.
- Маркова Н.Г. 1961. Стратиграфия и тектоника палеозоя Бет-Пак-Далы. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 62.
- Медоев Г.Ц. 1939. Геологическое строение южной окраины Карагандинского бассейна. — "Материалы по геологии и полезным ископаемым Казахстана", вып. 8.
- Метаморфические комплексы и пояса Урала. 1971. — В кн.: Метаморфические пояса СССР. Л., "Наука". Авт.: Добрецов Н.Л., Кейльман Г.А., Минкин Л.М., Молдаванцев Ю.Е.
- Михайлов А.Е. 1959. Разрывы Сарысу-Тенизского водораздела. — "Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв.", № 12.
- Миясиро А. 1974. Метаморфизм и связанный с ним магматизм в свете положений тектоники плит. — В кн.: Новая глобальная тектоника. Пер. с англ. М., "Мир".
- Молдаванцев Ю.Е. 1973. Ассоциации плутонов и метаморфитов зоны Главного Уральского глубинного разлома в связи с проблемой формирования земной коры. — "Труды УНЦ АН СССР". Свердловск.
- Моуди Дж., Хилл М.Дж. 1960. Сдвиговая тектоника. — В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Мусатов Д.И. 1963. Некоторые особенности глубинных разломов на примере складчатых областей юга Красноярского края. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 2. Новосибирск, Изд-во СО АН СССР.
- Нагибина М.С. 1963. Тектоника и магматизм Монголо-Охотского пояса. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 79.
- Нагибина М.С. 1970. Типы мезозойских структур Монголии и закономерности их развития. — "Геотектоника", № 6.
- Наливкин В.Д. 1950. Фации и геологическая история Уфимского плато и Юрюзанско-Сыпвенской депрессии. Л., Гостоптехиздат.
- Наумов В.А. 1973. Строение краевого шва Сибирской платформы в пределах Прибайкалья. — "Геотектоника", № 1.
- Нейман-Пермякова О.Ф. 1940. К вопросу о силурийских и девонских отложениях западного склона Среднего Урала. — "Труды и материалы Свердл. горн. ин-та", № 5.
- Нейман-Пермякова О.Ф., Пермяков В.В. 1930. К геологии Чердынского Урала. — "Зап. Всеросс. мин. об-ва", 59, вып. 2.
- Николаев В.А. 1933. О важнейшей структурной линии Тянь-Шаня. — Там же, 62, вып. 2.
- Николаев Н.И. 1959. О природе и морфологическом типе глубинных разломов (на примере главного разлома Каратау). — "Сов. геол.", № 7.
- Океаны и геосинклиальный процесс. 1971. — "ДАН СССР", 196, № 3. Авт.: Пейве А.В., Штрейс Н.А., Книппер А.Л., Марков М.С., Богданов Н.А., Перфильев А.С., Руженцев С.В.
- Основные черты тектоники Монголии. 1968. — В кн.: Доклады советских геологов на XXII сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Орогенические пояса. М., "Наука", Авт.: Амантов В.А., Борзаковский Ю.А., Лувсанданзан Б., Матросов П.С., Суегенко О.Д., Хасин В.Н., Хурц Ч.

- Очиров Ц.О.* 1969. Складчатые и разрывные дислокации и формирование тектонических структур Забайкалья. — В кн.: Геология и металлогения Забайкалья. Улан-Удэ.
- Парфенов Л.М.* 1967. Основные черты докембрийской структуры Восточного Саяна. М., "Наука".
- Палеозойская история Урала. 1974. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск. Авт.: Иванов С.Н., Перфильев А.С., Нечеухин В.М., Смирнов Г.А., Ефимов А.А., Ферштатер Г.Б.
- Пейве А.В.* 1945. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 5.
- Пейве А.В.* 1956. Главнейшие типы глубинных разломов. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 1, № 3.
- Пейве А.В.* 1960. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. — В кн.: Доклады советских геологов на XXI сессии Международного геологического конгресса. Проблема 18. Структура земной коры и деформация горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Пейве А.В.* 1961. Тектоника и магматизм. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 3.
- Пейве А.В.* 1967. Разломы и тектонические движения. — "Геотектоника", № 5.
- Пейве А.В.* 1969. Океаническая кора геологического прошлого. — Там же, № 4.
- Пейве А.В.* 1973. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — Там же, № 3.
- Пейве А.В., Перфильев А.С., Руженцев С.В.* 1972. Проблемы внутриконтинентальных геосинклиналей. — В кн.: Доклады советских геологов на XXIV сессии Международного геологического конгресса. Проблема 3. Тектоника. М., "Наука".
- Плюснин К.П.* 1962а. О роли разрывных нарушений в структуре Магнитогорского синклиория. — "ДАН АН СССР", 143, № 5.
- Плюснин К.П.* 1962б. О формах складчатых структур Магнитогорского мегасинклиория. — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 37, № 3.
- Плюснин К.П.* 1963а. О субвулканических интрузиях Магнитогорского синклиория в связи с закономерностями развития сдвиговой тектоники. — В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Труды 1-го Уральского петрографического совещания. Т. 2. Свердловск.
- Плюснин К.П.* 1963б. Тектоническое районирование Среднего и Южного Урала. — "ДАН СССР", 152, № 5.
- Плюснин К.П.* 1966. Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала. — "Геотектоника", № 4.
- Плюснин К.П.* 1969. Шарьяжи западного склона Северного, Среднего Урала, их возраст и структурное положение. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 4.
- Плюснин К.П.* 1971. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов (на примере Урала). Пермь, Изд-во Пермск. ун-та.
- Попов Ю.П.* 1967. Надвиговые покровы Северо-Западного Прибайкалья. — "ДАН СССР", 174, № 4.
- Постоленко Г.А.* 1964. Древние денудационные и аккумулятивные уровни Юго-Восточного Забайкалья. — В кн.: Поверхности выравнивания. М., "Наука".
- Пучков В.Н.* 1974. Рифтогенные окраины континентов и их реликты в палеозоидах Лавразии. Серия преринитов. — "Науч. докл.", вып. 9. Сыктывкар.
- Разломы и горизонтальные движения земной коры. 1963. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 80.
- Руженцев С.В.* 1971. Особенности структуры и механизм образования современных покровов. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 223.
- Ружич В.В., Шерман С.И., Тарасевич С.И.* 1972. Новые данные о надвигах в ЮЗ части Байкальской рифтовой зоны. — "ДАН СССР", 203, № 4.
- Русаков М.П.* 1930. К вопросу о наличии надвигов и сбросов в восточной части Киргизской степи. — "Изв. Глав. геол. развед. упр.", 49, № 2.
- Русаков М.П., Ваганов М.И., Яговкин И.С.* 1933. Успенско-Спасский район в северо-восточном Казахстане и его минеральные ресурсы. — "Труды Всесоюз. геол. развед. объединения", вып. 236.
- Савинский К.А.* 1972. Глубинное строение Сибирской платформы по геофизическим данным. М., "Недра".
- Салоп М.И.* 1967. Геология Байкальской горной области. Т. 2. М., "Недра".
- Самыгин С.Г.* 1974. Чингизский сдвиг и его роль в структуре Центрального Казахстана. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 253.
- Сейсмотектоника и сейсмичность рифтовой системы Прибайкалья. 1968. М., "Наука".
- Сизых В.И.* 1966. Разрывные тектонические нарушения Западного Забайкалья. — "Изв. Забайк. фил. Геогр. об-ва СССР", 2, вып. 2.
- Стовас М.В.* 1963. Некоторые вопросы тектогенеза. — В кн.: Проблемы планетарной геологии. М., Геолтехиздат.
- Структура вулканизма и алмазоносность Иркутского амфитеатра. 1962. — "Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР", вып. 4. Авт.: Одинцов М.М., Твердохлебов В.А., Владимиров Б.М., Илюхина А.В., Колесникова Т.В., Конев А.
- Структурное положение гипербазитов на западном склоне Южного Урала. — Проблемы теоретической и региональной тектоники. 1971. "Наука". Авт.: Пейве А.В., Штрейс Н.А., Перфильев А.С., Поспелов И.И., Руженцев С.В., Самыгин С.Г.
- Суворов А.И.* 1961. Успенская зона Центрального Казахстана и ее некоторые аналоги. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 8.
- Суворов А.И.* 1962. К характеристике Актаской зоны разломов в Центральном Казахстане. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 3.
- Суворов А.И.* 1963. Спасская зона Центрального Казахстана и некоторые вопросы

- сдвиговой тектоники. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 9.
- Суворов А.И. 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 179.
- Суворов А.И. 1969. Горизонтальные движения и гранитоидный магматизм (на примере герцинид Центрального Казахстана). — "Сов. геол.", № 7.
- Суворов А.И. 1971. Новые данные о строении Джалаир-Найманской зоны (Центральный Казахстан). — "ДАН СССР", 196, № 3.
- Суворов А.И. 1973а. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., "Недра".
- Суворов А.И. 1973б. Новые данные о строении Тектурмасской зоны (Центральный Казахстан). — "ДАН СССР", 213, № 3.
- Суворов А.И. 1973в. О соотношении основных сегментов земной коры в Центральном Казахстане. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 5.
- Суворов А.И., Самыгин С.Г. 1965. О тектоническом сближении фаций по крупным надвигам. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 5.
- Суворов А.И., Самыгин С.Г. 1966. Новые данные о природе Чингизского разлома (Восточный Казахстан). — "ДАН СССР", 168, № 3.
- Суворов А.И., Самыгин С.Г. 1969. О сочленении структур чингизского и спасского направлений в Центральном Казахстане. — "Геотектоника", № 2.
- Тектоника и вулканизм юго-западной части Байкальской рифтовой зоны. 1973. Новосибирск, "Наука". Авт.: Шерман С.И., Медведев М.Е., Ружич В.В., Киселев А.И., Шлютов А.П.
- Тектоническая карта Монгольской Народной Республики. 1974. — Труды Совместной Советско-Монгольской научн.-исслед. геол. экспед. АН СССР и АН МНР, вып. 9. Авт.: Дергунов А.Б., Зайцев Н.С., Зоненшайн Л.П., Маркова Н.Г., Моссаковский А.А. и др.
- Тихонов В.И. 1974. Разломы. — В кн.: Тектоника Монгольской Народной Республики. (Труды Совместной Советско-Монгольской научн.-исслед. геол. экспед. АН СССР и АН МНР, вып. 9). М., "Наука".
- Уилсон Дж. 1974. Новый класс разломов и их отношение к континентальному дрейфу. — В кн.: Новая глобальная тектоника. Пер. с англ. М., "Мир".
- Флоренсов Н.А. 1954. О роли разломов и прогибов в структуре впадин байкальского типа. — В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. I. М.-Л., Изд-во АН СССР.
- Флоренсов Н.А. 1960. Мезозойские и кайнозойские впадины Прибайкалья. М., Изд-во АН СССР.
- Флоренсов Н.А. 1968. Байкальская рифтовая зона и некоторые задачи ее изучения. — В кн.: Байкальский рифт. М., "Наука".
- Фогельман Н.А. 1965. Типы глубинных разломов Забайкалья и их роль в тектоническом развитии области. — "Геол. сб. Львовск. геол. об-ва", № 9.
- Фредерикс Г.Н. 1927. Вопросы тектоники Урала. — "Вестн. Геол. ком", № 4.
- Хаин В.Е. 1963. Глубинные разломы: основные признаки, принципы классификации и значение в развитии земной коры (исторический обзор). — "Изв. высш. учебн. завед., геол. и разв.", № 3.
- Хренов П.М. 1971. Скрытые зоны глубинных разломов складчатых областей и платформ (на примере юга Восточной Сибири). — В кн.: Глубинные разломы юга Восточной Сибири и их металлогеническое значение. М., "Наука".
- Хренов П.М. 1972. О некоторых вопросах генезиса главнейших систем разрывов юга Восточной Сибири. — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М., "Наука".
- Хренов П.М., Шерман С.И. 1968. Ротация Земли и сетка разрывов юга Восточной Сибири. — В кн.: Шестое совещание по проблемам планетологии. вып. 1. Тезисы докладов. Л., Изд. Геогр. об-ва СССР.
- Цыпуков Ю.П. 1962. Следы позднейшей тектоники в бассейнах рек Савкиной, Домутки и Мини. (Северо-Западное Прибайкалье). — "Материалы по геологии и полезным ископаемым Иркутской обл.", вып. 4 (31). Иркутск.
- Шерман С.И. 1966. О новом типе карт тектонической трещиноватости. — "Геотектоника", № 3.
- Шерман С.И. 1967. Генетические типы разрывов Западного Прибайкалья и острова Ольхон и некоторые тектонофизические условия их образования. — В кн.: Материалы к геологической конференции, посвященной 50-летию Советского государства и 10-летию Бурятского геологического управления. Улан-Удэ.
- Шерман С.И. 1969. Картирование разрывных смещений на рудных полях по изменению интенсивности трещиноватости. — В кн.: Эндогенное оруденение Прибайкалья. М., "Наука".
- Шерман С.И. 1971. Механизм образования и основные этапы развития Байкальской рифтовой зоны. — "Изв. Вост.-Сиб. отд. Геогр. об-ва СССР", 68.
- Шлыгин Е.Д. 1932. Надвиги в Кокчетавском районе. — "Изв. Глав. геол.-развед. упр.", № 8.
- Яковлев Д.И. 1941. Голодная степь Казахстана. М., Изд-во АН СССР.