Записки Ленинградского ордена Ленина,
ордена Октябрьской Революции и ордена Трудового Красного Знамен
горного института им. Г. В. Плеханова, т. LXVII, вып. 2, 1974 г.

НОВЫЕ ТИПЫ СТРУКТУР В АЗИИ

Доктор геол.-мин. наук **В. И. СЕРПУХО**
(Ленинградский горный ин-т)

Структуры, обрамляющие Сибирскую платформу, сопрягаютс
с уральскими по четко выраженной системе меридиональных глубинны
разломов, протягивающейся из Казахстана (Токрауский разлом) чер
Западно-Сибирскую плиту к Тазовской губе и оттуда к желобу Св. Анн
в Северном Ледовитом океане. На южном продолжении этой мериди
нальной зоны лежит Пенджабский синтаксис Гималаев, а в Индийско
океане — Центральный Индийский хребет с его многочисленными ра
ломами, т. е. эта система разломов имеет глобальный характер и пер
секает Землю почти от полюса до полюса.

В северном полушарии к этой зоне с востока примыкают байкал
ские и палеозойские структуры северо-западного простирания, а с зап
да — уральские, вытянутые к северо-востоку. Аналогичное сочленени
структур имеет место и в Гималаях, а в южном полушарии также по
острым углом сочленяются северо-восточные разломы со стороны Ав
рики с разломами и рифтами юго-восточного простирания, направле
ными к Тихому океану. Таким образом, на всем огромном протяжени
этой уникальной системы меридиональных разломов структурный пла
удивительно выдержан независимо от того, сечет ли она материковы
цоколь с его гранитной корой или океанический (рис. 1).

На материке палеозойские структуры, примыкающие к зоне мер
диональных разломов, заложены на раздробленной допалеозойско
платформе и характеризуются рядом специфических особенносте
к числу которых относится прежде всего четко выраженное блоков
строение. Следует отметить исключительно большое значение разры
ных нарушений, контролирующих часто не только проявления магм
тизма и эндогенной минерализации, но также осадконакопление и фо
мирование тектонических структур на протяжении всего последокем
рийского времени. Рассмотрим это на примере наиболее хорошо изуче
ной Алтае-Саянской области, включая Монгольскую Народную Ре
публику.

Монгольские геологи отмечают последовательную миграцию ге
синклинальных прогибов в стороны от Сибирской платформы [7, 1
Наиболее близко к платформе расположены протерозойские структур
Дзабханской зоны, сменяющиеся к юго-западу салаиридами Озерно
зоны, геосинклинальное развитие которой закончилось в нижнем
среднем кембрии. Салаириды сменяются на юго-западе поздними кал
донидами Хархиринской зоны, закончившей геосинклинальное развит

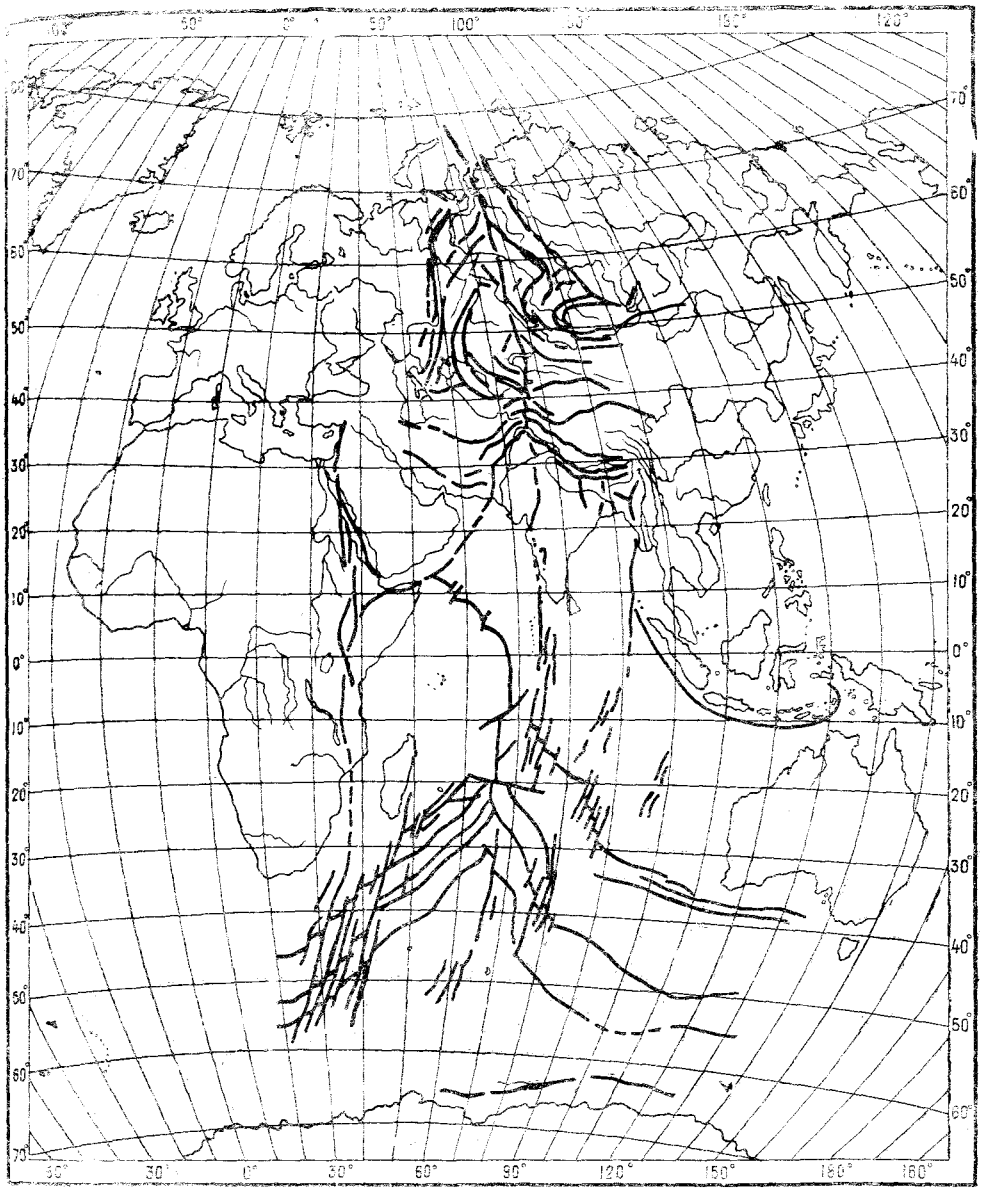


Рис. 1. Глобальная система меридиональных глубинных разломов (между 70 и 80 меридианами)

в верхнем ордовике. Далее в том же направлении выделяется Алтайская зона «еще более поздних каледонид» (геосинклинальная стадия закончилась в верхнем силуре — нижнем девоне). Каледониды Алтайской зоны сменились на крайнем юго-западе Монголии ранними герцинидами Барунхурайской зоны, закончившей геосинклинальное развитие в верхнем девоне. Барунхурайская зона по Безымянному глубинному разлому граничит с Джунгарским глубинным массивом. Границы всех структурно-формационных зон четкие: представлены глубинными разломами.

Однако такая дробная смена структурно-формационных зон выдержана только на западе. Восточнее — в районе оз. Хара-Ус-Нур — вы-

клинивается Хархиринская зона, а ограничивающие ее разломы сочленяются. Озерная зона у горы Эрдени-Ула и у оз. Орок-Нур резко сужается в приразломный вулканогенный прогиб, известный под названием Ихебогдинского глубинного разлома, в котором сходятся ограничивающие эту зону разломы (рис. 2).

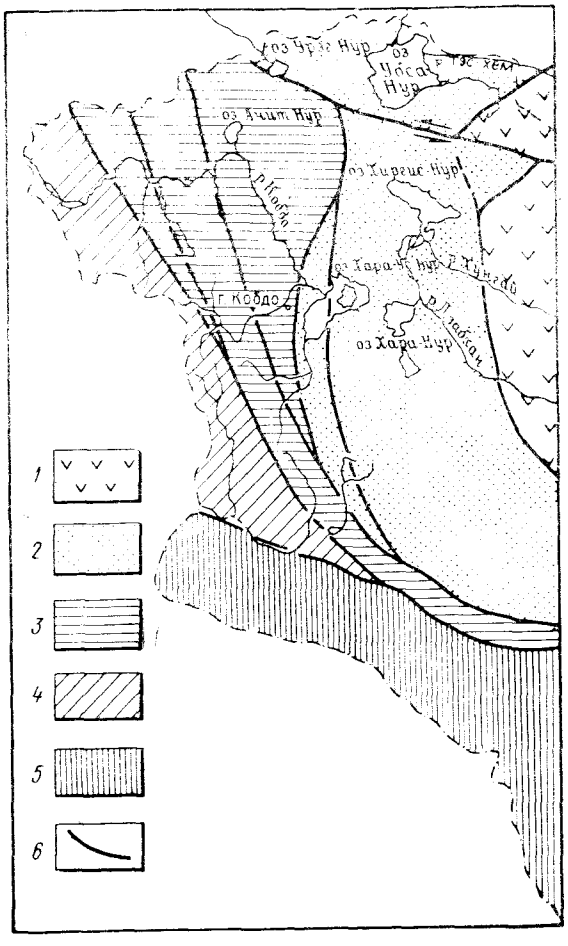


Рис. 2. Структурно-формационные зоны Западной Монголии:

1 — Дзабханская; *2* — Озерная; *3* — Хархиринская; *4* — Алтайская; *5* — Барунхурайская; *6* — разломы

В Туве и на Советском Алтае этот план сохраняется, хотя и с некоторыми осложнениями. На Советском Алтае, например, скользящая последовательность смены более древних более молодыми прогибами в западном направлении несколько нарушена появлением среди палеозойских структур тектонических блоков, сложенных докембрийскими породами (Теректинский, Баратальский, Чулышманский блоки), а среди позднекаледонских структур — салаирскими. Однако общая тенденция к смещению геосинклинальных прогибов в западном направлении сохраняется и там. В Туве салаирские и каледонские структуры перекрыты на значительной площади более поздними палеозойскими прогибами (Западная и Центральная Тува).

Общие особенности структур Алтае-Саянской области, особенно хорошо заметные в Западной Монголии, следующие.

1. Все палеозойские структуры заложены на протерозойском складчатом основании, а каждая более поздняя из них наложена на более раннюю. Для позднекаледонских структур это подтверждается выходами байкальского и нижнекембрийского фундаментов в некоторых тектонических блоках. В раннегерцинской Барунхурайской зоне нижнекембрийский фундамент не выходит на поверхность, но его наличие предполагается по палеогеографическим реконструкциям, т. е. количество геосинклинальных циклов в более поздних прогибах последовательно увеличивается, — прогибы становятся все более полицикличными.

2. Приуроченность к определенным зонам, четко оконтуренным глубинными разломами, разновозрастных стадий геосинклинального развития вовсе не фиксируется проявлениями интрузивного магматизма: интрузии независимо от возраста (и самые молодые, и самые древние)

присутствуют во всех структурно-формационных зонах до Дзабханской и Сангиленской (протерозойских) включительно. Эта особенность — несоответствие пространственного распределения проявлений складчатости и интрузивного магматизма — присуща всей Саяно-Алтайской области.

3. Каждый геосинклинальный цикл сменяется орогенным, затем платформенным, заканчивающимся периодом активизации платформенных структур. При этом геосинклинальные циклы очень коротки, а орогенные чрезвычайно длительны и, что особенно примечательно, заканчиваются почти одновременно для всех перечисленных геосинклиналей, включая и верхнепротерозойские, в мезозое (по П. С. Матросову [14] в начале и даже в середине юры).

4. Характер более мелких структур внутри выделенных структурно-формационных зон также необычен. Глубинные разломы, ограничивающие структурно-формационные зоны, осложнены многочисленными региональными и локальными разломами. Региональные разломы ограничивают блоки внутри структурно-формационных зон, а локальные осложняют внутреннее строение блоков. Блоки в салаирских структурах Тувы отличаются разнообразием слагающих их нижнекембрийских формаций. Наряду с кембрийскими в некоторых блоках выходят протерозойские породы. Породы в блоках собраны то в короткие брахиформные, то в линейные складки самых различных простираний. В Западной Монголии особенной полнотой строения отличаются блоки в зонах глубинных разломов; так, в зоне Толбонурского разлома некоторые блоки сложены породами верхнекембрийского, силурийского, средне- и верхнедевонского возраста, приведенными к одному гипсометрическому уровню [14].

Линейные межблоковые зоны в Туве имеют выдержанные прямолинейные или дугообразные простирания, вовсе не соответствующие простиранию структурно-формационных зон. Часто межблоковые разломы залечены молодыми интрузиями. В других случаях (например, в Западной Монголии) они представлены крутопадающими сбросами, взбросами и надвигами, часто сопровождаются наложенными мульдами, дайками и малыми интрузиями, а также гидротермальной переработкой, кварцевыми жилами и жильными полями и представляют собой рудоконтролирующие и рудоподводящие структуры. Размеры блоков самые разнообразные — от сравнительно небольших, измеряемых первыми километрами, до огромных типа Терактинского горста на Советском Алтае. Подобная пестрота фаций и структур очень напоминает современную Индонезию, структуры которой также заложены на раздробленной материковой платформе.

Таким образом, в Алтае-Саянской области нет согласованности между общим структурным планом распределения крупных разновозрастных структурно-формационных зон и их внутренним строением. Для крупных структурно-формационных зон бросается в глаза отчетливо дугообразный рисунок их структурного плана. Они опоясывают Монголо-Тувинский выступ протерозойского фундамента, сочлененный с Восточным Саяном в районе Прихубсугулья (Монголо-Тувинский срединный массив) [22].

В Туве протерозойские породы обнажены в нагорье Сангилен, которое вместе с Дзабханской зоной Западной Монголии и образует Монголо-Охотский выступ протерозойских структур.

Нагорье Сангилен граничит с Дзабханской зоной Монголии по широтному Хангайскому разлому. Это один из крупнейших разломов Монголии. Его восточным продолжением являются Чикойский и Хилокский

разломы Забайкалья. На западе он сочленяется с Цаган-Шибетинским глубинным разломом [14]. К зоне Хангайского разлома приурочены ин трузии нижнекембрийских гипербазитов, габбро и диоритов тохтогиин ского комплекса, а также гранитоидов девона и верхнего палеозоя. Пр землетрясении 1905 г. в зоне Хангайского разлома открылась трещин длиною в 400 *км*, описанная во многих работах и свидетельствующа об активности этого разлома на протяжении огромного промежутк времени — от нижнего кембрия до наших дней.

Нагорье Сангилен с северо-запада ограничено Агардагским (Юж но-Тувинским, Сангиленским) глубинным разломом, отделяющим ег

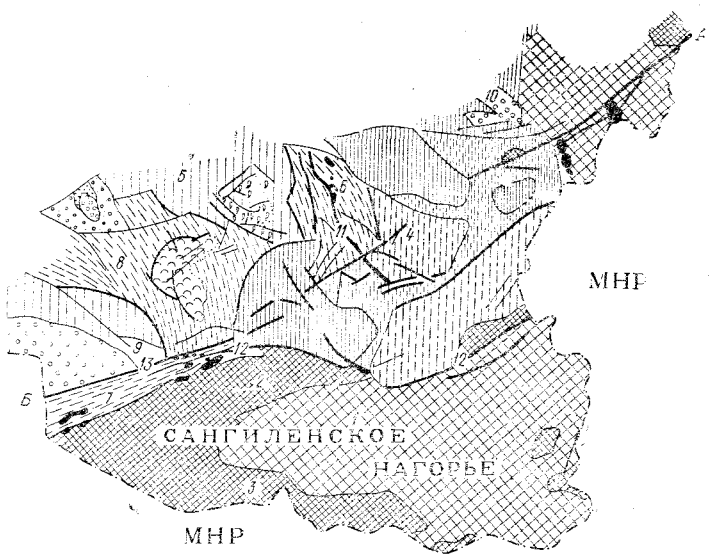


Рис. 3. Тектоническая карта юго-востока Тувы (по Г. А. Кудрявцеву [9]):

1 — Сангиленский синклинорий; *2* — Тесхемский антиклинорий; *3* — Качинский антиклинорий; *4* — Каргинская изометрическая блоковая зона; *5* — Бурен-Ондумская изометрическая блоковая зона; *6* — Каахемская линейная межблоковая зона; *7* — Агардагская линейная межблоковая зона; *8* — Балгазикская линейная межблоковая зона; *9* — Самагалтайский грабен; *10* — Серлигхемская юрская мульда; *11* — Каахемский разлом; *12* — Сангиленский разлом; *13* — Агардагский разлом; *А—В* — предполагаемое положение Агардагского разлома

от нижнекембрийской складчатой зоны. Протерозойские породы на се веро-западе нагорья Сангилен смяты в складки северо-восточного про стирания. Нижнекембрийские породы соприкасаются с ними по резк выраженному тектоническому контакту. Они интенсивно рассланцова ны, смяты в сжатые линейные складки также северо-восточного прост рания и рассечены северо-восточными же разломами, к которым приур чены многочисленные массивы и мелкие линзы гипербазитов Южно-Т винского гипербазитового пояса. Мощность нижнекембрийских поро 5000—6000 *м*. Их выходы в зоне Агардагского разлома Г. А. Кудрявце [9] назвал Агардагской линейной межблоковой зоной. В своей север восточной части Агардагский разлом срезает Балгазинскую линейну межблоковую зону (рис. 3). Далее гипербазиты и нижнекембрийски вулканогены отсутствуют, но появляется другой северо-восточный ра лом, срезающий Каахемскую линейную межблоковую зону, имеющу северо-западное простирание. Еще восточнее на простирании Агарда ского разлома появляются северо-восточные разломы в низовья

р. Шишхид-гол, к которым приурочены интрузии гипербазитов. Есть все основания считать эти разломы продолжением Агардагской зоны. Между северо-восточным концом Агардагской зоны и р. Шишхид-гол широко распространены средне-верхнекембрийские и девонские гранитоидные интрузии, выходы протерозойских пород и многочисленные, различно ориентированные разломы (кроме упомянутых северо-восточных).

На юго-западе Агардагская зона скрыта под молодыми отложениями Убсанурской котловины (в долине р. Тэс-хем) и, как полагают, срезана широтным Хангайским разломом (рис. 4).

Аналогом Агардагского глубинного разлома в Западной Монголии считают Дзабханский глубинный разлом, ограничивающий с юго-запада одноименную с ним структурно-формационную зону, являющуюся непосредственным продолжением к югу нагорья Сангилен. Дзабханский разлом отчленяется у оз. Орок-Нур в Центральной Монголии от Ихебогдинского глубинного разлома и в виде узкой (1—6 *км*) прямолинейной зоны тянется в широтном направлении на расстояние 300 *км*, затем изгибается к северо-западу и в горах Хасагту-Хайрхан меняет направление на меридиональное. В районе гор Хасагту на левобережье р. Дзабхан трещины в зоне разлома имеют северо-западное простирание и делят хребет на параллельные кулисные гряды, ограничивая узкие горсты и грабены, сложенные породами протерозоя, кембрия, силура и девона. К главному разлому, проходящему вдоль южных склонов хр. Хасагту, приурочены массивы гипербазитов, а к побочным трещинам, местами сопряженным с главной, приурочены девонские и более поздние интрузии. На междуречье Дзабхана и Хунгая основной разлом трассируется телами гипербазитов и выделяется в рельефе в виде прямолинейных уступов гор Аргаланту, Ото и узких межгорных долин. Близ долины р. Хунгая разлом расчленяется. Центральная ветвь включает тела гипербазитов, а другая проходит по западной окраине гор Аргаланту и сопровождается кислыми и щелочными дайками. На правом берегу р. Хунгая к основному разлому кроме гипербазитов приурочены рои даек порфиритов, ортофиров и гранит-порфиров. Ближе к хр. Хан-Хухей разлом раздваивается. Восточная, насыщенная гипербазитами ветвь, выпуклая к северо-западу, у восточного конца р. Хан-Хухей обрезана Хангайским глубинным разломом. Западная ветвь, выпуклая к северо-востоку, тянется к горам Барца и также сочленяется с Хангайским разломом. На всем протяжении (700—800 *км*) Дзабханский разлом сопровождается интрузиями нижне-среднекембрийских гипербазитов и проходит по границе протерозоид Дзабханской зоны и салаирид Озерной зоны [2].

Таким образом, Агардагский (Тува) и Дзабханский (МНР) разломы занимают одинаковое структурное положение и срезаны одним глубинным Хангайским разломом. О характере движений по Хангайскому разлому очень важные выводы сделал П. С. Матросов [14]. Он считает, что в кембрии наиболее интенсивные вертикальные движения проявились в западной части разлома — в хр. Хан-Хухей и Тохтогиин-Шиль, где развивался приразломный прогиб, заполненный вулканогенными породами нижнего кембрия. К востоку прогиб сужается и приобретает ярко выраженные черты шовной структуры. В девоне и в верхнем палеозое вновь отмечается оживление разлома, связанное с движениями в Монголо-Охотской геосинклинали на участке Центральной и Северо-Восточной Монголии. Каковы были эти движения, П. С. Матросов не рассматривает, но отмечает существенную деталь строения Хангайского разлома: протерозойские образования на южном и северном крыльях

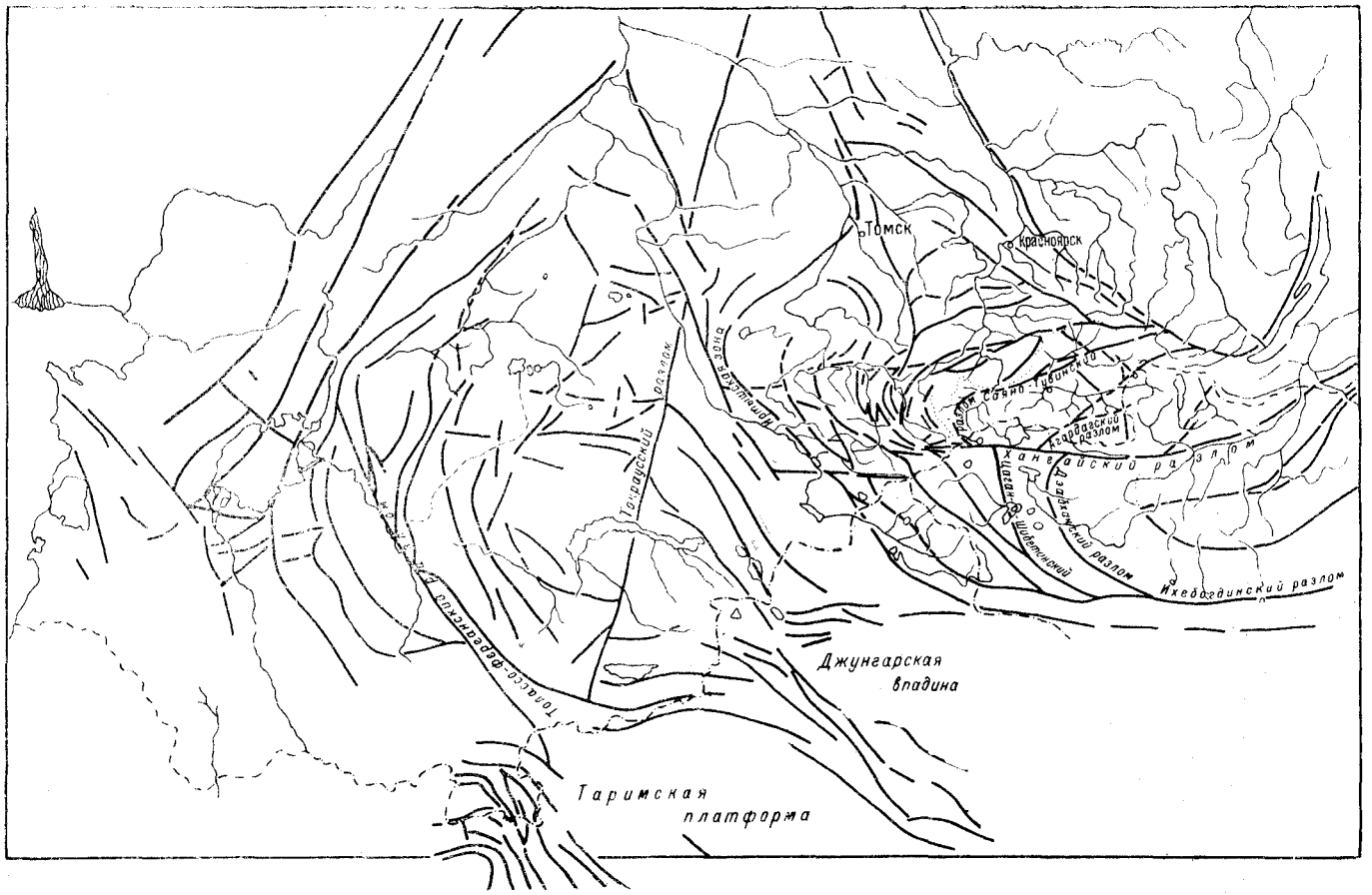


Рис. 4. Схема расположения глубинных разломов в Алтае-Саянской области и прилежащих регионах

разлома сходны по составу, мощностям и последовательности толщ. При этом протерозойские отложения западных отрогов Хангайского нагорья зеркально повторяют и продолжают контуры и структурный план аналогичных образований нагорья Сангилен, но протерозой нагорья Сангилен смещен относительно тех же толщ Западного Хангая по левостороннему сдвигу с амплитудой 30—40 *км* к западу.

П. С. Матросов не рассматривает, как ведет себя установленный им сдвиг по мере удаления от Сангиленского нагорья и Дзабханской зоны, и неизвестно, какой след оставлен этим сдвигом на других, более молодых и удаленных от Сангилена структурно-формационных зонах. Как указывалось, Монголо-Тувинский выступ протерозойских структур вместе с ограничивающими его глубинными разломами в современном структурном плане Алтае-Саянской области занимает центральную часть. Контуры протерозойского выступа повторяются концентрически огибающими его другими глубинными разломами, ограничивающими более молодые структурно-формационные зоны. При этом бросается в глаза характерная деталь — ветвление и коленообразные перегибы северо-западных монгольских разломов на участках их сочленения с аналогичными структурами Тувы и Советского Алтая. Эти перегибы лежат на западном продолжении зоны Хангайского глубинного разлома, по которому произошел установленный П. С. Матросовым сдвиг (см. рис. 4).

Северная зона ранних каледонид (салаирид), опоясывающая с юго-запада Дзабханскую, ограничена с внешней стороны сначала (на юге) восточным концом Толбонурского разлома, а затем (на юго-западе и западе) ответвляющимся от Толбонурского Цаган-Шибетинским глубинным разломом. С протерозоидами Озерная зона граничит по Дзабханскому разлому. На юго-востоке эти разломы сочленяются, а Озерная зона резко сужается в приразломный Ихебогдинский вулканогенный прогиб. В Туве зона законченной салаирской складчатости, аналогичная Озерной зоне, ограничена с запада и северо-запада Саяно-Тувинским разломом, выделенным В. А. Кузнецовым [10, 12]. Разлом этот проходит по границе салаирид Тувы с поздними каледонидами Алтае-Саянской структурно-формационной зоны, весьма сложной и ограниченной с запада и юга Курайско-Телецким глубинным разломом, а с севера — ветвью этого разлома, известной под названием Минусинско-Кандатского разлома [22], или Северо-Саянского [16].

Саяно-Тувинский разлом описан многими исследователями, но понимается по-разному. В. А. Кузнецов [11] считает, что движение блоков в зоне этого разлома началось уже в нижнем кембрии, и связывает с ним внедрение среднекембрийских гипербазитов, объединяя их в Западно-Тувинский гипербазитовый пояс. Приуроченность гипербазитов к разломам, расположенным под углом к Саяно-Тувинскому глубинному разлому, он объясняет как сложное кулисное строение пояса. Ряд геологов [6, 9, 13] расходятся с Кузнецовым лишь в определении возраста разлома и гипербазитов. А. Н. Кен [8] установил, что гипербазиты в Туве внедрились по широтным разломам, которые прослеживаются под толщей молодых формаций Центрально-Тувинской депрессии к востоку и представляют собою самостоятельные гипербазитовые пояса. Из выводов Кена следует, что в фундаменте Центрально-Тувинской депрессии находятся салаириды. Это позволяет уверенно проводить границу их распространения в Туве по Саяно-Тувинскому разлому.

Цаган-Шибетинский разлом у границы с СССР резко изгибается сначала к северо-западу, потом к западу и разветвляется. Его восточная часть и представляет собою Саяно-Тувинский разлом. Она круто

уходит от широтного участка Цаган-Шибетинского разлома к северо-западу вдоль северо-восточных склонов хр. Шапшал. Вторая ветвь протягивается вдоль узкого широтного грабена долины р. Каргы (впадает в оз. Урэг-Нур), затем круто поворачивает к северо-западу, где совпадает с Аккульской, Бельдыршольской, Джулулукульской и Сайгонышской впадинами и под названием Шапшальского разлома ограничивает хр. Шапшал с юго-запада (рис. 5).

Легко видеть, что зона распространения саланрид в Туве также смещена относительно своего продолжения в Западной Монголии (относительно Озерной зоны) к западу по левостороннему сдвигу, совпадающему с зоной Хангайского разлома.

Хархиринская зона в Западной Монголии состоит из двух антиклинориев — Цаган-Шибетинского и Хархиринского. Первый включает хр. Цаган-Шибету, котловину оз. Урэг-Нур и северный склон хр. Байрим; второй совпадает с хр Байрим и Хархиринским нагорьем. Цаган-Шибетинский антиклинорий сложен породами ордовика, смятыми в складки с углами падения крыльев 40—50°, сильно осложненные и частично опрокинутые в зонах разломов. В отдельных узких горстах обнажены спилито-диабазы нижнего кембрия и зеленокаменная формация среднего и верхнего кембрия. Пестроцветная моласса венлока и девона, а также юрские отложения лежат на ордовике резко несогласно. Складки ордовика на северо-западе (на протяжении Хангайского разлома) субширотные. К юго-востоку они круто изгибаются и становятся меридиональными, а в Туве широтные структуры сменяются северо-западными. Хархиринский антиклинорий имеет очень сложное блоковое строение. Геосинклинальные кембрийские отложения, венлокская и позднекаменноугольная молассы выходят в узких, кулисно расположенных тектонических клиньях. На западе (в хр. Байрим) складки близширотные, а в Хархиринском нагорье — меридиональные, что, по мнению П. С. Матросова [14], связано с коленообразным в плане изгибом структур, обращенным выпуклостью к северо-востоку. В Туве продолжением Цаган-Шибетинского и Хархиринского антиклинориев является Шапшальский антиклинорий, сложенный верхнекембрийскими и ордовикскими породами с крупным гранитным массивом в ядре. Считается, что Шапшальский антиклинорий является продолжением каледонских структур Западного Саяна, хотя Г. А. Кудрявцев [9], не отрицая сходства кембрийских и ордовикских отложений этих хребтов, считает, что характер сопряжения их выяснен еще недостаточно.

Толбонурский разлом, ограничивающий с юго-запада Хархиринскую структурно-формационную зону, продолжается вдоль северо-восточных склонов Монгольского Алтая в СССР, где сочленяется с широтным участком Теректинской зоны смятия Советского Алтая. Оба сочленения сопровождаются характерными коленообразными перегибами, лежащими на продолжении Хангайского разлома (рис. 5).

Неясно, как ведет себя на территории Китая Булганский разлом, пограничный между поздними каледонидами Монгольского Алтая и ранними герцинидами Барунхурайской зоны, но четко выраженная серия широтных разломов на продолжении Хангайского сдвига прослеживается в СССР очень далеко к западу. Она совпадает с широтными участками Курайского и Теректинского разломов. Широтные трещины и сосредоточенные вдоль широтной зоны массивы среднекембрийских гипербазитов закартированы в южной части Теректинского горста. Крупный широтный разлом проходит у Лениногорска между Северо-Восточной и Иртышской зонами смятия Алтая. В Казахстане на простирании перечисленных широтных разломов лежит Спасская зона разломов.

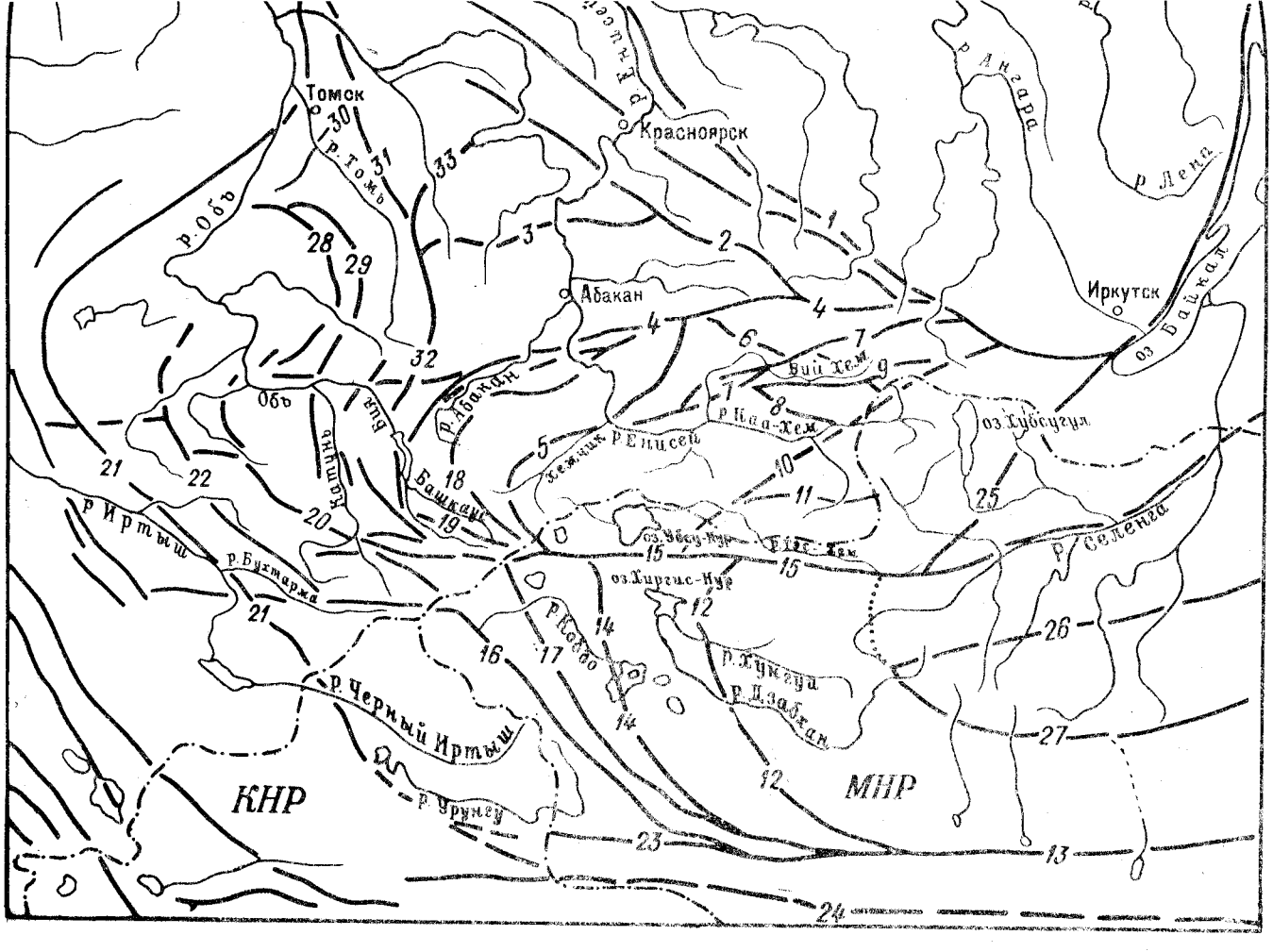


Рис. 5. Расположение глубинных разломов в Саяно-Алтайской области:

1 — Байкало-Енисейский; *2* — Восточно-Саянский; *3* — Чебаково-Сыдинский; *4* — Кандатский; *5* — Саяно-Тувинский; *6* — Систигхемский; *7* — Азасский; *8* — Каахемский; *9* — Бийхемский; *10* — Агардагский; *11* — Сангиленский; *12* — Дзабханский; *13* — Ихебогдинский; *14* — Цаган-Шибетинский; *15* — Хангайский; *16* — Толбонурский; *17* — Кобдинский; *18* — Шапшальский; *19* — Курайский; *20* — Теректинский; *21* — Иртышская зона смятия; *22* — Северо-Восточная зона смятия; *23* — Булганский; *24* — Безымянный; *25* — Аргынгольский; *26* — Тамиргольский; *27* — Баянхонгорский; *28* — Верхнеурский; *29* — Тырганский; *30* — Томский; *31* — Восточно-Кузбасский; *32* — Марьтайгинско-Шорский; *33* — Саралинско-Балыксинский

В совокупности все перечисленные структуры приурочены к широтной зоне, к югу от которой разломы, ограничивающие каледонские структуры, имеют юго-восточное простирание, сменяющееся в пределах зоны на широтное (или близкое к широтному), а на севере вновь меняющееся на северо-западное. Трудно представить более четко выраженный план крупного левостороннего широтного сдвига, распространяющегося далеко за пределы Западной Монголии. Амплитуда смещения по сдвигу, по-видимому, затухает в западном направлении, так как ограничивающие Рудный Алтай Северо-Восточная и Иртышская зоны смятия образуют в пределах широтной зоны разломов лишь слабые изгибы, не сопровождающиеся заметными горизонтальными смещениями.

Выше указывалось, что положение Булганского разлома не вполне ясно. В. П. Нехорошев [16] считал его продолжением Иртышской зоны смятия, сопоставляя Барунхурайскую зону с Калбой, а девонский шлейф зоны Монгольского Алтая — с Рудным Алтаем. Однако П. С. Матросов [14] показал, что Барунхурайская зона закончила геосинклинальное развитие в верхнем девоне, а морская моласса нижнего карбона и более молодые отложения до перми включительно выполняют в ее пределах наложенные структуры. Видимо, эту зону следует сопоставлять с Рудным Алтаем (а не с Калбой), а Иртышскую зону протягивать к Безымянному разлому, проходящему по границе с Барунхурайской зоной Джунгарского срединного массива. Однако, независимо от того, Булганский или Безымянный разлом смыкается с Иртышской зоной смятия, последняя вместе с приуроченным к ней глубинным разломом под молодыми отложениями Кулундинской степи, по геофизическим данным [19], круто поворачивает к северо-востоку и вместе с Томь-Колыванской ветвью Обь-Зайсанской складчатости прослеживается до Томска.

Севернее Томска эта зона круто разворачивается к северо-западу и протягивается к устью р. Таза. На этом участке структурный план осложняется появлением и других северо-западных структур, выходящих на поверхность в Салаирском кряже, Кузнецком Алатау и Восточном Саяне. Причем и здесь эти структуры на участках сочленения с субширотными, ограничивающими Западный Саян разломами, образуют характерные коленообразные перегибы, так же как на юге, в зоне сочленения северо-западных монгольских разломов с широтными Тувинско-Алтайскими. Очевидно, и здесь они отражают горизонтальные смещения, но уже по правостороннему сдвигу.

Некоторый диссонанс в рисунок этих структур вносит изгиб Восточно-Саянского и Байкало-Енисейского глубинных разломов. Действительно, Восточно-Саянский глубинный разлом протягивается вместе с Саяно-Байкальским (Кандатским) от Байкала к Красноярску, отделяя протерозойские структуры «Протеросаяна» от юго-западной нижнепалеозойской окраины Восточного Саяна. Вместе с Байкало-Енисейским глубинным разломом Восточно-Саянский образует дуги, выпуклые к юго-западу — навстречу изгибам структур Кузнецкого Алатау и Салаира.

Чтобы разобраться в этом несоответствии, вспомним, что нижнепалеозойские структуры заложены на раздробленном докембрийском фундаменте. По-видимому, когда смещения совпадали с направлением древнейших разломов, пронизывающих фундамент, границы между докембрийскими и кембрийскими структурами приспособлялись к ним и были четкими. В противном случае границы были расплывчатыми, что и имеет место. Действительно, северо-восточный Агардагский разлом на

юго-востоке Тувы протягивается вдоль северо-восточного простирания протерозойских структур и граница между салаиридами и протерозоидами на этом участке четкая. На востоке Тувы граница вытянута примерно по меридиану и сопряжение палеозойских с докембрийскими структурами расплывчатое: докембрийские структуры вклиниваются в область салаирской складчатости, иногда наблюдается переработка докембрийских структур кембрийской складчатостью, а многие, свойственные салаиридам широтные разломы продолжаются в области докембрия, где их часто сопровождают массивы верхнекембрийских гранитоидов [15].

Вместе с тем в Восточной Туве некоторые разломы имеют несвойственное салаиридам на этом участке северо-западное простирание (Систигхемский, Каахемский и другие, не имеющие названия). Их появление иногда объясняют виргацией широтных кембрийских разломов у юго-западного борта салаирской геосинклинали [8]. Объяснение мало убедительное, так как широтные разломы часто пересекают этот «борт» и продолжаются среди докембрийских структур. Северо-западные же разломы точно соответствуют северо-западному простиранию восточносаянских разломов (рис. 5, разломы *1*, *2*, *6*), но смещены относительно последних по правостороннему сдвигу примерно на такое же расстояние, на какое Агардагский разлом смещен относительно Дзабханского на юге. Речь идет о «Хамсаринской изометричной блоковой зоне», смещенной, по нашему мнению, относительно Восточного Саяна к западу по Минусинско-Кандатскому разлому. В составе этого блока участвуют докембрийские породы, а кембрийские отличаются широким развитием кислых эффузивов и туфов, не свойственных другим районам Тувы, а также полным отсутствием гипербазитов [17], т. е. здесь распространены явно прибортовые фации нижнекембрийских вулканогенов, вероятно, вдававшиеся к востоку в виде языка или залива. Думается, что протерозойский фундамент вместе с Хамсаринским блоком срезается и смещается по Кандатскому разлому, а нижнепалеозойские структуры Кузнецкого Алатау и Салаира еще и деформируются (см. рис. 5).

Таким образом, четко вырисовываются контуры сдвинутого к западу огромного блока между Хангайским левосторонним сдвигом на юге и Минусинско-Кандатским правосторонним сдвигом на севере. По направлению к западу сдвиги, вероятно, гасятся надвигами по дугообразным разломам, соединяющим зоны правых и левых сдвигов. Однако признаки этих надвигов (кроме характерного рисунка структурного плана) очень скромны. Так, Н. А. Елисеев [5] обнаружил в Чарышской зоне Алтая пологопадающие разломы разных направлений, которые он считал доказательством развития надвигов на Алтае. В. П. Нехорошев [16] указывает на расплющивание галек нижнедевонского конгломерата в связи с надвиганием ордовикской толщи на девонскую на горе Куваш (Ануйско-Чуйская зона). Направление надвига — с северо-востока на юго-запад. Известные на Алтае новейшие надвиги связаны с кайнозойской активизацией и имеют лишь отдаленную связь с движением по рассматриваемым сдвигам.

В целом план палеозойских структур Алтае-Саянской области напоминает сложное антиклинальное вздутие, вытянутое по широте в виде огромного языка с осью, ступенчато погружающейся к западу. Создается впечатление, что облекающие Сибирскую платформу структуры растянуты наложенным на них широтным сдвигом, образовавшим языкообразный выступ. Любопытно, что в этот план точно вписывается граница распространения мезозойских интрузий в Центральной и Восточной Монголии, оконтуренная Ергыингольским и Баинхонгорским глубинны-

ми разломами и северо-западным окончанием Тариго-Селенгинского антиклинального поднятия [21]. Мало того, крупные разломы Казахстана и Средней Азии (Урало-Казахстанский, Улутауский вместе с сопряженной с ним «линией Николаева» и другие, параллельные им) повторяют дугообразный изгиб Алтае-Саянских разломов [1]. В связи с этим заслуживает внимания Спасская зона разломов, упомянутая выше. Л. И. Боровиков и В. И. Борсук [3] рассматривают ее как одну из «главнейших структурных линий Центрального Казахстана», особенно активно проявившую себя в среднем и верхнем палеозое. Они считают, что северное крыло этой зоны смещено к западу, и объясняют этим несовпадение простираний осей складок в древних толщах, развитых к северу и к югу от Спасской зоны. Возраст выделяемой нами сдвиговой структуры в Алтае-Саянской области известен — от нижнего кембрия до верхнего девона. Возраст широтных сдвигов по Хангайскому и Минусинско-Кандатскому разломам примерно такой же: ими смещены среднекембрийские гипербазитовые пояса, силурийские и девонские структуры Советского и Монгольского Алтая. Вместе с тем ограничивающая Рудный Алтай Иртышская зона смятия почти не несет следов сдвига. Таким образом, возраст сдвига, по-видимому, девонский.

В настоящее время одной из основных причин образования систем линеаментов и связанных с ними крупных сдвигов считают ротационные силы Земли — напряжения, возникающие при изменении скорости ее вращения. Эта связь подробно рассмотрена в работах советских и зарубежных геологов и геофизиков. Установлены основные направления, характер и распределение мезозойских и кайнозойских глобальных сдвигов, базирующиеся на весьма представительном статистическом материале. Главное напряжение, вызывающее появление крупных сдвигов, ориентировано по меридиану. Трещины главных сдвигов располагаются к оси главного напряжения (т. е. к меридиану) под углом β, устойчивое среднее значение которого для горных пород, согласно М. Хубберту [23], равно $31 \pm 2°$. П. С. Воронов [4] установил на основании анализа большого материала, что правосторонние сдвиги в послемезозойское время имеют средние азимуты 325 и 55°, а левосторонние — 305 и 35°. Эти цифры относятся к современным сдвигам. Но ведь ось вращения Земли меняла свое положение, и в девоне, по данным Н. М. Страхова [18], южный полюс находился на месте современного Атлантического океана между экватором и южным тропиком около западного берега Африки (рис. 6), а северный — в Тихом океане. Девонский экватор проходил параллельно р. Иртышу, вблизи от него, т. е. его направление совпадало с направлением Иртышской зоны смятия и других северо-западных разломов, которые тогда (в девоне) были широтными.

Легко видеть, что Хангайский широтный разлом, по которому произошел левый сдвиг, был расположен к меридиану того времени под углом, несколько бо́льшим 30°, т. е. его положение точно укладывается в рамки левосторонних сдвигов, если подходить к ним с позиций ротационной гипотезы.

По Н. М. Страхову, в девоне началась миграция оси вращения Земли и связанная с ней радикальная перестройка плана климатической зональности. Это, конечно, не могло не отразиться на характере вращения планеты и, следовательно, на связанных с режимом вращения тектонических процессах — момент, очевидно, весьма благоприятный для образования крупных сдвигов. Амплитуда сдвига, как нам кажется, несколько приуменьшена П. С. Матросовым. Судя по смещению Агардагского разлома относительно Дзабханского, она не менее 80 *км*.

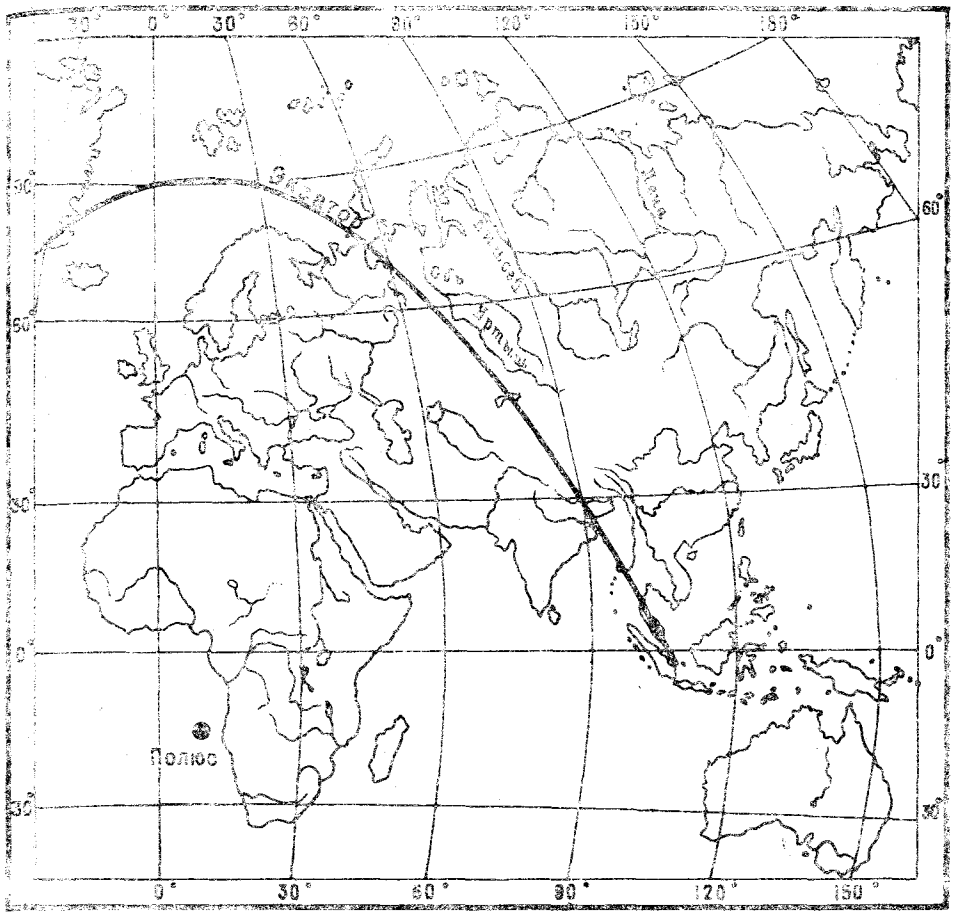


Рис. 6. Положение экватора в девоне (по Н. М. Страхову [8])

Величина такого же порядка получается и по смещению северо-западных восточно-саянских разломов по правому сдвигу.

Девонские сдвиговые зоны (для своего времени северо-восточные) в настоящее время оказались широтными, перпендикулярными к главному напряжению, что никак не благоприятствует образованию по ним сдвигов. Мы их и не видим. С широтными разломами на Алтае, в Туве связаны взбросы (образование крупных горстов при кайнозойской активизации) и надвиги, т. е. структуры, которым и положено появляться в процессе горизонтального сжатия. Вместе с тем девонские широтные разломы с мезозоя оказались переориентированными к северо-западу под углом 320°, т. е. заняли положение, благоприятное для образования по ним правосторонних сдвигов, что и наблюдается.

Рассмотренный сдвиг представляет собою лишь часть огромной нижне-среднепалеозойской Алтае-Саянской структуры, специфические особенности которой перечислены в начале статьи. Эта структура сопоставима с крупнейшими структурами континентов и не похожа ни на типичные складчатые области геосинклинального происхождения, ни на структуры, развивавшиеся в процессе активизации платформы. Высокая тектоническая подвижность всей структуры не прекращалась до начала или даже до середины мезозоя и сопровождалась почти непрерывным

проявлением магматизма. Действительно, нижнекембрийские эффузивы, среднекембрийские гипербазиты, средне-верхнекембрийские гранитоиды таннуольского и тохтогиинского комплексов, раннеордовикские биотитовые и двуслюдяные граниты, позднеордовикские гранитоиды шапшальского и хархиринского комплексов, нижнедевонские эффузивы, раннедевонские интрузии хангайского комплекса, нижне-среднедевонские гранитоиды бреньского и сютхольского комплексов, среднедевонские гранитоиды толбонурского комплекса, среднепалеозойские щелочные интрузии сангиленского комплекса, змеиногорские и калбинские гранитоиды Алтая — эти породы распространены по всей структуре, независимо от возраста слагающих ее структурно-формационных зон. Для орогенной стадии развития характерно образование глыбовых поднятий и разного рода впадин, выполненных молассоидами, красноцветами и наземными вулканогенными формациями, слабо дислоцированными и достигающими часто очень большой мощности. Иными словами, тектоническая активность этой огромной структуры происходила почти непрерывно от начала кембрия до перми включительно и завершилась почти одновременно в мезозое. Для этого времени невозможно выделить достаточно крупных периодов тектонического покоя, которые, как справедливо считает В. Е. Хаин [20], являются важнейшим критерием для выделения не только эпиплатформенных орогенических поясов, но и омоложенных (подновленных) гор.

Активизация всей области началась также примерно в одно время (в миоцене) и продолжается до сих пор.

Для объяснения тектоно-магматических процессов непригодны общепринятые гипотезы. Например, внедрение гранитоидов здесь вовсе не сопровождает (и тем более не вызывает) складчатость. С интенсивными вертикальными подвижками блоков линейная складчатость проявляется только в межблоковых зонах, а внутри блоков появляются самые различные и различно ориентированные типы складчатости, до прерывистой включительно. Совершенно невозможно выделить характерные для складчатых областей геосинклинального типа последовательные этапы развития и т. д. Вместе с тем выявляется ведущая роль процессов сжатия Земли, связанных с неравномерностью ее вращения. Наличие гигантской языкообразной структуры свидетельствует о движении подкоровых масс к западу на протяжении большого промежутка времени. Отчетливо выявляется связь тектонической активности и специфики ее проявления с миграцией полюсов.

Что же касается другой крупнейшей уникальной структуры — меридионального разлома, — то его заложение произошло, по-видимому, в мезозое, так как на юге он переходит в рифт Срединного Индийского океанского хребта, а на севере — в подводный желоб Св. Анны в Северном Ледовитом океане, возраст которых вряд ли древнее мезозойского. Это крупнейшая глобальная структура, механизм образования которой пока не вполне ясен и требует дальнейших исследований.

ЛИТЕРАТУРА

1. Андреев А. П. и др. Глубинное тектоническое районирование территории Казахстана по геофизическим данным. Сов. геология, 1966, № 6.

2. Беззубцев В. В., Волчек И. И. Структурное положение гипербазитов Западной Монголии. Материалы по геологии МНР. Госгортехиздат. М., 1963.

3. Боровиков Л. И., Борсук Б. И. Геологическое строение СССР. Т. 3. Госгеолтехиздат, 1958.

4. Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. «Недра», Л., 1969.

5. Елисеев Н. А. О надвигах в Рудном Алтае. Тр. Главн. геол.-разв. управл. 931, вып. 28.
6. Зайцев Н. С., Покровская Н. В. О строении смежных частей Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
7. Иванов А. Х. и др. Геологическое строение Монгольской Народной Республики. Гостоптехиздат, Л., 1959.
8. Кен А. Н. Гипербазитовые пояса Тувы. Информ. сборник ВСЕГЕИ, 1960, № 28.
9. Кудрявцев Г. А. Геология СССР. т. XXIX, ч. 1, гл. VI. «Недра», 1966.
10. Кузнецов В. А. Новые данные о геологическом строении Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 5.
11. Кузнецов В. А. О зоне сопряжения Западного Саяна и Тувы. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 6.
12. Кузнецов В. А. Геотектоническое районирование Алтае-Саянской складчатой области. «Вопросы геол. Азии». Т. 1, АН СССР, 1954.
13. Леонтьев Л. Н. Краткий геологический очерк Тувы. Тр. Тувинской комплексн. экспедиции, 1956, вып. 4.
14. Матросов П. С. Домезозойская история геологического развития Западной Монголии. Автореф. докт. дисс., ЛГУ, 1969.
15. Митрофанов Ф. П. Протерозойские и нижнепалеозойские гранитоиды некоторых структурно-фациальных зон юго-восточной части Восточного Саяна. Автореф. канд. дисс. ЛГУ, 1963.
16. Нехорошев В. П. Тектоника Алтая. «Недра», 1966.
17. Пинус Г. В. Геология СССР. Т. XXIX, ч. 1, гл. V. «Недра». 1966.
18. Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Т. 1. АН СССР, 1962.
19. Фотиади Э. З., Сурков В. С. Строение складчатого фундамента Западно-Сибирской плиты. Сов. геология, 1967, № 2.
20. Хаин В. Е. Возрожденные (эпиплатформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. Сов. геология, 1965, № 7.
21. Хасин Р. А., Борзаковский Ю. А. Структурные и металлогенические особенности Центральной и Восточной Монголии. Сов. геология, 1966, № 12.
22. Янов Э. Н. Тектоника Саяно-Алтайской складчатой области. Сов. геология, 1966, № 8.
23. Hubbert M. K. Geol. Soc. Am. Bull., 1952, 63.