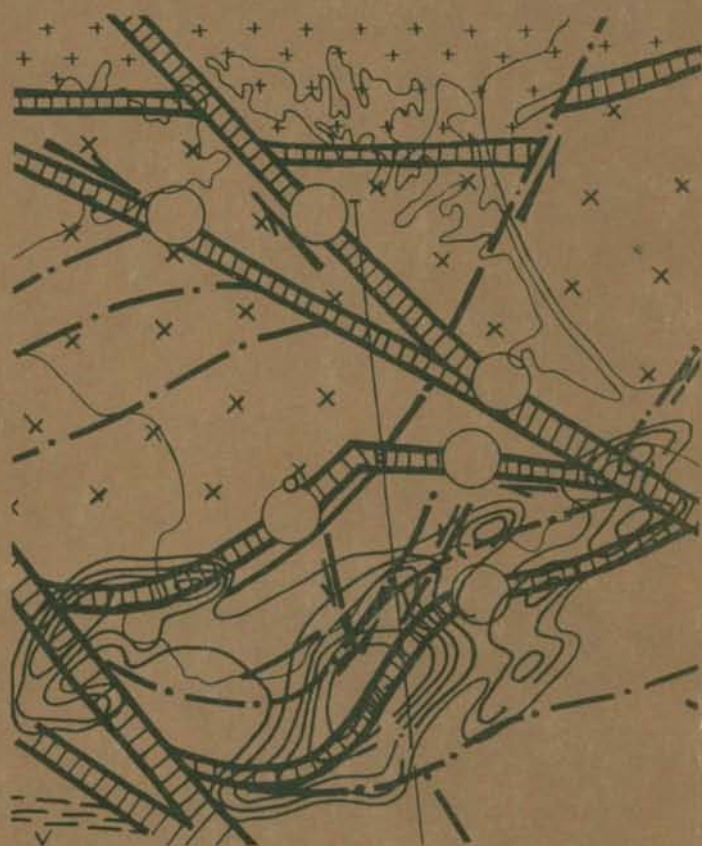


РАЗЛОМЫ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ СССР



АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР

РАЗЛОМЫ
И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ
ДВИЖЕНИЯ
ГОРНЫХ
СООРУЖЕНИЙ СССР



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
МОСКВА, 1977

Academy of Sciences of the labour
Geological institute
Ministry of Geology of the USSR
**FAULTS AND HORIZONTAL MOVEMENTS
OF MOUNTAIN CHAIN IN THE USSR**

Разломы и горизонтальные движения сооружений СССР. М., "Наука", 1977.

В книге обобщены новейшие материалы о крупных горизонтальных перемещениях по разломам в пределах горно-складчатых сооружений территории СССР и некоторых сопредельных стран. Очень полно охарактеризованы глубинные сдвиги, надвиги, взбросы, шарьяжи, раздвиги и связанные с ними многие другие нарушения областей палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатости. Разбираются вопросы методики выявления и изучения горизонтальных перемещений по разломам разного типа. Особое внимание уделено эволюции морфолого-кинематических типов разломов и роли горизонтальных перемещений в процессе формирования земной коры.

Табл. 4. Илл. 29. Библ. 304 назв.

Редакционная коллегия:

академик *А.В. ПЕЙВЕ*, *Н.А. БЕЛЯВСКИЙ*, *А.И. СУВОРОВ*, *В.А. УНКОВ*

Ответственный редактор

А.И. СУВОРОВ

Editorial Board;

Academician *A. V. PEIVE*, *N. A. BELYAESKY*, *A. I. SYVOROV*, *V. A. UNKSON*

Responsible Editor

A. I. SUVOROV

ВВЕДЕНИЕ

В связи с составлением карты разломов территории СССР и некоторых сопредельных стран, предпринятым согласно совместному решению Академии наук СССР и Министерства геологии, в Геологическом институте АН СССР было сконцентрировано большое количество материалов о крупных горизонтальных перемещениях по разломам разного типа. В результате обработки этих материалов коллективом авторов — специалистов ряда геологических учреждений страны были написаны две монографии: "Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР" и "Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР".

Предлагаемая вниманию читателя вторая книга является непосредственным продолжением и обязательным дополнением первой. Она состоит из введения, трех глав и заключения.

Глава I посвящена характеристике горизонтальных движений земной коры в областях палеозойской складчатости, выраженных с наибольшей яркостью. Среди разломов Урала (К.П. Плюсин, УТГУ) выявлены крупные сдвиги, шарьяжи и раздвиги, активные; соответственно, в позднем палеозое — раннем мезозое, среднем — позднем палеозое и раннем палеозое. Для Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня (А.И. Суворов, ГИН АН СССР) наиболее отчетливые горизонтальные перемещения по разломам намечены для двух циклов — среднепалеозойского и позднепалеозойского: в каждом из них они нашли выражение в виде сдвигов, надвигов, раздвигов и шарьяжей, обусловленных глубинным латеральным течением вещества горных пород и, соответственно, рассредоточенных в динамических системах типа "фронтальное поднятие — тыловая депрессия". В южном обрамлении Сибирской платформы (П.М. Хренов, С.И. Шерман и др., ВостСибНИИГГИМС) установлена группа сдвигов и надвигов, характерных для этапов палеозойского геосинклинального развития и связанных с действием нисходящих конвекционных потоков в астеносфере, и группа кайнозойских раздвиговых структур, обусловленных рифтовым этапом тектогенеза. В линейных зонах типа Монголо-Охотского глубинного разлома на востоке Забайкалья (Г.Г. Ге, ВСЕГЕИ) выявлены тангенциальные напряжения, которые по своему направлению неоднократно изменялись в течение протерозоя, палеозоя и мезозоя и приводили к образованию разрывных нарушений то растяжения (сбросы, раздвиги), то сжатия (надвиги, зоны смятия). Для территории Восточной Монголии (В.И. Тихонов, ГИН АН СССР) впервые выявлена и охарактеризована система разломов северо-восточной ориентировки, трактуемая как система крупных левых сдвигов.

Глава II характеризует горизонтальные перемещения по разломам в областях мезозойской складчатости. В Верхояно-Чукотской области (Г.С. Гусев, Ф.Ф. Третьяков, ИГЯФ СО АН СССР) на основании статистического анализа зеркал скольжения устанавливается широкое развитие надвигов, взбросов и сдвигов и предполагается существование присдвиговых, междвиговых и межблоковых раздвигов; время проявления тех и других отнесено к поздней юре, мелу и палеогену. В Приморье (И.И. Берсенев, Р.Г. Кулинич и др., ДВНЦ АН СССР, ПТГУ) отмечено проявление позднемеловых левых сдвигов, предшествующих им крупноамплитудных раздвигов и последующих послемеловых сбросов.

В главе III приводится описание горизонтальных движений в областях кайнозойской складчатости. Здесь отмечается преобладающая роль покровных структур в пределах Советских Карпат (С.С. Крутлов, УкрНИГРИ), возникших при трансформации долгоживущих домеловых разломов на рубеже олигоцена — миоцена и местами в мелу. Для территории Горного Крыма и Северного Причерноморья (Л.М. Расцветаев, МГУ) подчеркивается наиболее важное значение правых северо-западных сдвигов, предопределивших развитие складчатых и сдвиго-надвиговых нарушений северо-восточной ориентировки и общее глубинное надвижение Крыма в сторону Черноморской впадины. Впадина Японского моря (И.И. Берсенев, Ю.С. Липкин, К.И. Сигова, ДВНЦ АН СССР) рассматривается, как обширная структура горизонтального растяжения, в пределах которой широко представлены раздвиги, сдвиги и сбросы (поздний мел и палеоцен), а в прилегающих участках суши, в зонах тангенциального сжатия — взбросы, надвиги и сдвиги того же возраста.

В заключении (А.И. Суворов, ГИН АН СССР) рассмотрены некоторые закономерности горизонтальных движений земной коры по разломам на территории СССР в целом, по материалам обеих книг (о разломах и горизонтальных движениях как в горно-складчатых областях, так и на платформах) и сделаны общие выводы. Эти выводы не претендуют на исчерпывающее и всестороннее освещение проблемы горизонтальных движений. В них подведены итоги всего лишь первых этапов работы, проделанной группой энтузиастов в развитие новых, важных и безусловно перспективных идей в тектонике.

Редколлегия выражает признательность члену-корреспонденту АН СССР Ю.М. Пущаровскому и докторам геолого-минералогических наук И.П. Кушнареву и Н.А. Штрейсу за просмотр книги в рукописи и ее критическую оценку.

УРАЛ

На Урале находятся все главнейшие разновидности разрывных нарушений с крупными амплитудами горизонтальных перемещений — раздвиги, шарьяжи и сдвиги, которые нередко представлены весьма выразительными структурными формами. Поэтому естественно, что на них обращали внимание многие исследователи. Уже А.П. Карпинский (1919) отмечал "обилие сдвигов общеуральского (меридионального) направления". Г.Н. Фредерикс (1927), О.Ф. Нейман-Пермякова и В.В. Пермяков (1930) и А.Д. Архангельский (1932) впервые выделили шарьяжи и крупные надвиги на западном склоне Урала. Е.А. Кузнецову (Кузнецов, Захаров, 1926) принадлежит заслуга выделения Дегтярского (главного северо-западного) левостороннего сдвига на Среднем Урале с амплитудой в 75 км. Однако большого значения этим явлениям долгое время не придавали. Только в 60-х годах вновь занялись изучением этих вопросов (Камалетдинов, 1962, 1965; Камалетдинов, Кудашев, 1968; Камалетдинов и др., 1970; Плюснин, 1963а, б, 1966, 1969, 1971) на базе детальных геолого-съемочных и геофизических работ. Большую роль в развитии этого направления и разработки общей методики их изучения оказали ряд основополагающих работ А.В. Пейве (1960, 1967) и совместно с ним ряда сотрудников Геологического института и других учреждений АН СССР (Горизонтальные перемещения..., 1963; Лукьянов, 1965; Суворов, 1968). В результате были подтверждены принципиальные высказывания предыдущих исследователей и выяснены многие новые аспекты этой проблемы, которые открывают очень важные перспективы решения кардинальных задач уральской геологии.

В последние годы широкое распространение получило представление об океанической предыстории структуры Урала (Океаны..., 1971; Пейве, 1969, 1973; Пейве и др., 1972; Структурное положение..., 1971; Пучков, 1974; Палеозойская история Урала, 1974).

Допалеозойские разрывные структуры Урала выделяются с трудом, так как почти всюду передислоцированы в эпохи палеозойского диастрофизма. А в тех случаях, когда они распознаются (на западном склоне Урала), свойственные им элементы кинематики, как правило, завуалированы поздними движениями. Лишь по типичным шарьяжным складкам продольного изгиба можно предположить о значительной роли надвиговых дислокаций, происходивших в предордовикскую эпоху (венде — раннем кембрии). Фрагменты этих нарушений находятся в Центрально-Уральской зоне (район пос. Тирлян), где они образуют южное продолжение дислокаций Тимана (байкалид). На восточном склоне Урала они уже нигде не определяются.

Среди раннепалеозойских разрывных структур наиболее важное значение имели региональные глыбово-щелевые раздвиги. Раздвиги сопровождались крупными блоковыми погружениями земной коры вдоль сложно ветвящихся систем сбросовых нарушений, по которым происходило обособление характерных по своему формационному составу рифтовых комплексов эндогенных и осадочных пород. В течение среднего палеозоя главное значение имели продольные к Уралу дугообразные малоамплитудные сдвиги, сопровождавшиеся сбросами и линей-

ными локальными раздвигами, реже взбросами и надвигами. Для позднепалеозойских и раннемезозойских движений типично развитие сначала интенсивных шарьяжей, а затем крупных сдвиговых структур, которыми, по существу, заканчивается разрывное структурообразование на Урале.

Признаки рифтовых структур

Сбросовые структуры Урала, связанные с раннепалеозойским рифтогенезом, наименее изучены, поскольку они большей частью передислоцированы и мало сохранились. Это очень неровные сместители, обладающие ломанным в плане рисунком, уходящие на 10 км и более (сейсмические данные) в глубь Земли по крутым траекториям. Штрихи и борозды на них обычно ориентированы по падению. Им свойственны мощные брекчии трения, локальная расщепка и множество оперяющих, большей частью согласных разрывов. Системы рифтовых сбросов интенсивно формировались вдоль бортов Тагильско-Магнитогорского погружения и ограничивали отдельные формы глыбово-щелевых раздвигов — ранних океанических структур растяжения, к которым приурочены блоковые дайки гипербазитов (серпентинитов).

Важный элемент рифтовых зон Урала — субширотные поперечные разломы, которые мало обновлялись и большей частью перекрыты среднепалеозойским чехлом. Они обнаруживаются обычно по аномалиям гравитационного поля и местами по широтной ориентировке гипербазитовых тел. Раннепалеозойский возраст рифтовой системы разломов определяется на том основании, что на нее наложена более поздняя по времени система кольцевых магматических и блоковых структур (кальдер), которые связаны в Тагильско-Магнитогорском синклинории с силурийским вулканизмом (рис. 1; см. вкладку).

От полной передислокации уцелела раздвиговая структура Серовского серпентинитового пояса, протягивающаяся более чем на 300 км. По геофизическим данным и разбуренным в ряде мест контактам тело серпентинитов в общем имеет крутое западное падение до глубины 4–6 км при ширине до 10 км. В нем находятся дайки ненарушенных габбро-диабазов, гальки которых установлены в конгломератах лудловского возраста, развитых к западу (Лисов, Коровин, 1969). Сами серпентиниты также размывались, и обломки их находятся в тех же слоях. Породы рамы, вмещающие серпентиниты, метаморфическому воздействию не подверглись. Формы гипербазитовых массивов (как блоковых даек) и характер взаимодействия с породами, в которые они внедрились, свидетельствуют о возникновении их в обстановке растяжения и пассивного заполнения готовых полостей.

Указанные особенности строения Серовского пояса могут быть противопоставлены свойствам Главного (платиноносного) габбро-гипербазитового пояса. Во втором из них гипербазитовые массивы имеют в общем линейное расположение, обусловленное системой глубинных разломов. Для внутренней структуры массивов Главного пояса характерна полосчатость, явно связанная с механизмом их формирования. Они имеют в плане обычно кольцевой или полукольцевой рисунок вокруг одного или нескольких центров (А.А. Ефимов, Л.П. Ефимова, 1967) и конусное этмолитовое расположение на глубину. Полосчатость внутри массивов возникла в результате дислокационно-метасоматического процесса — горячего течения, при котором оформились характерные гнейсовые текстуры (полосчатость, очковые формы, будинаж, линейности течения). Элементы расслаивания и полосчатости в экзоконтактных зонах на некотором удалении от массивов (не осложненных поздними разрывами) имеют четко выраженную тенденцию к обтеканию их контуров.

Анализ перечисленных кинематических элементов структур течения показывает, что гипербазиты активно, как диапиры, продвигались в породах рамы вверх и были для последних экстенсивным структурообразующим фактором, т.е. они не только выдавливались под влиянием интенсивного сжатия, но при этом активно создавали новую форму вмещения.

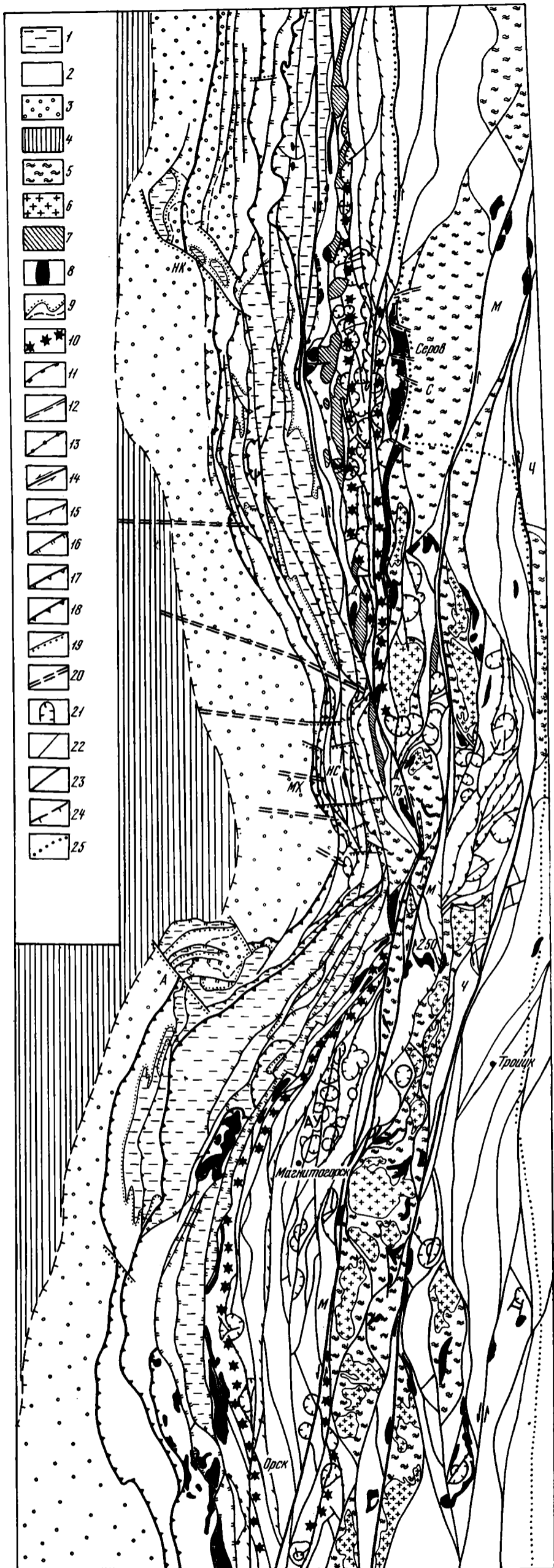


Рис. 1. Схема главных блоковых структур Северного, Среднего и Южного Урала

Структурно-стратиграфические комплексы: 1 – докембрийские, 2 – нижне-среднепалеозойские, 3 – позднепалеозойского чехла (краевого прогиба), 4 – позднепалеозойско-мезозойские Восточно-Европейской платформы. 5 – комплекс пород чехла и гнейсы срединных массивов. Главные интрузивные комплексы: 6 – гранитоиды, 7 – габброиды, 8 – гипербазиты, 9 – стратиграфические контакты несогласные и согласные, 10 – осевые зоны вулканоривов силур-раннедевонского возраста. Разрывные нарушения: 11 – сбросы глыбово-щелевых раздвигов, 12 – вероятные трансформные сдвиги зон растяжения, 13 – малоамплитудные сдвиги и сбросо-сдвиги магноподводящие, 14 – крупноамплитудные сдвиги, 15 – взбросо-сдвиги, 16 – взбросы, 17 – надвиги, 18 – шарьяжи, 19 – трансформные сдвиги зон сжатия, 20 – скрытые разломы фундамента, 21 – кольцевые магматические и блоковые (кальдерные) структуры, 22 – большей частью сбросы и сбросо-сдвиги, а также неопределенного генезиса, 23 – главные разломы, 24 – флексурная граница краевого прогиба, 25 – западная граница сплошного мезозойско-кайнозойского чехла Западно-Сибирской низменности. Главнейшие структурные элементы Урала (шарьяжи): МХ – Михайловский, НС – Нижне-Сергинский; сдвиги: М – Мурзинский, Ч – Челябинский, Д – Дегтярский, НК – Ныробско-Красновишерский, А – Ашинский; раздвиги: С – Серовский; вулканоривы: АУ – Александринско-Учалинский

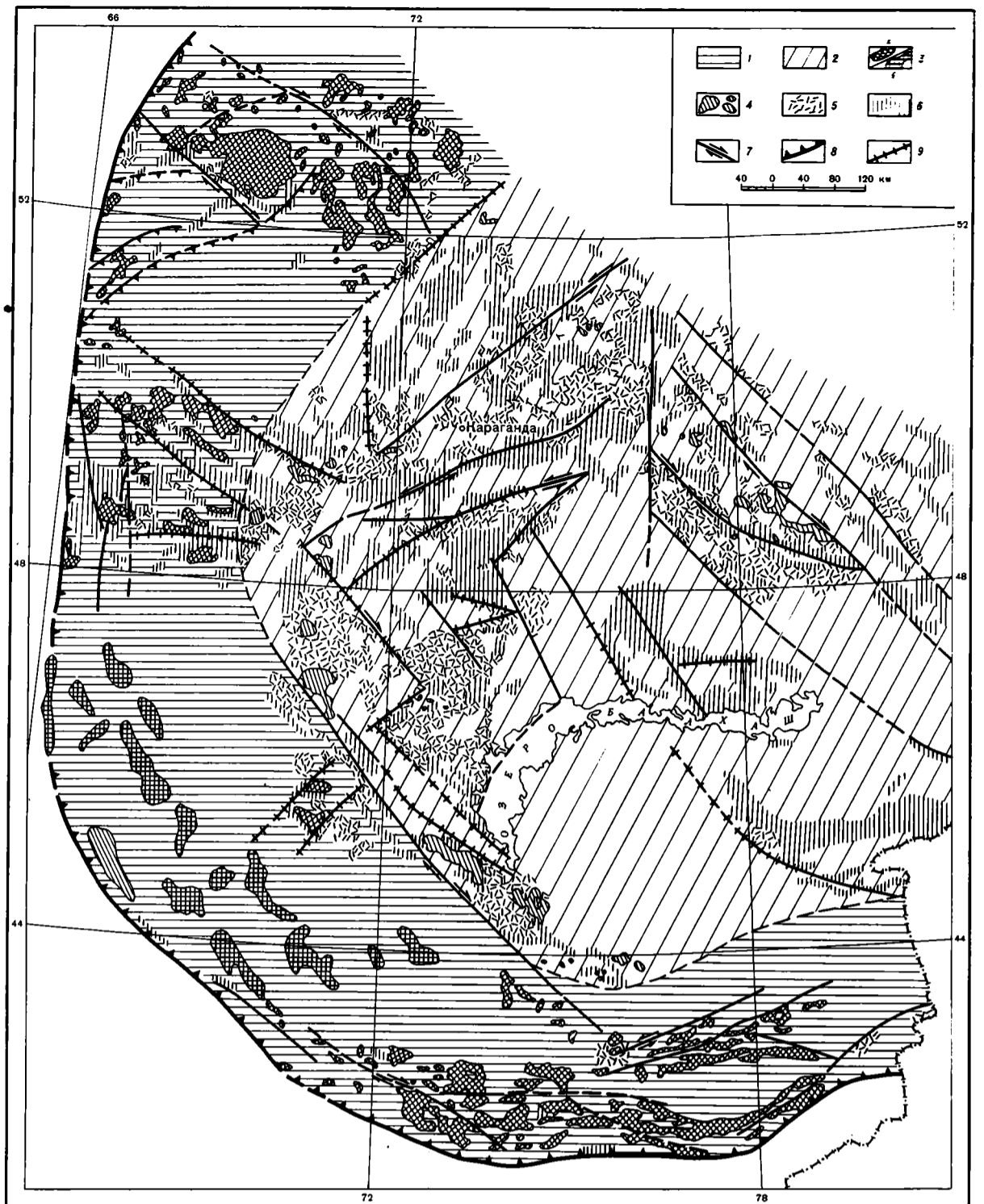


Рис. 5. Среднепалеозойская структурная пара Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня

1 – зона преимущественно глубинного сжатия; 2 – зона преимущественно глубинного растяжения и проседания; 3 – гранитоиды орогенного пояса по геологическим (а) и геофизическим (б) данным; 4 – гранитоиды депрессионной зоны (связанные с эффузивами); 5 – вулканогенные отложения; 6 – осадочные и туфогенно-осадочные отложения; 7 – сдвиги; 8 – надвиги и взбросы; 9 – раздвиги и сбросы

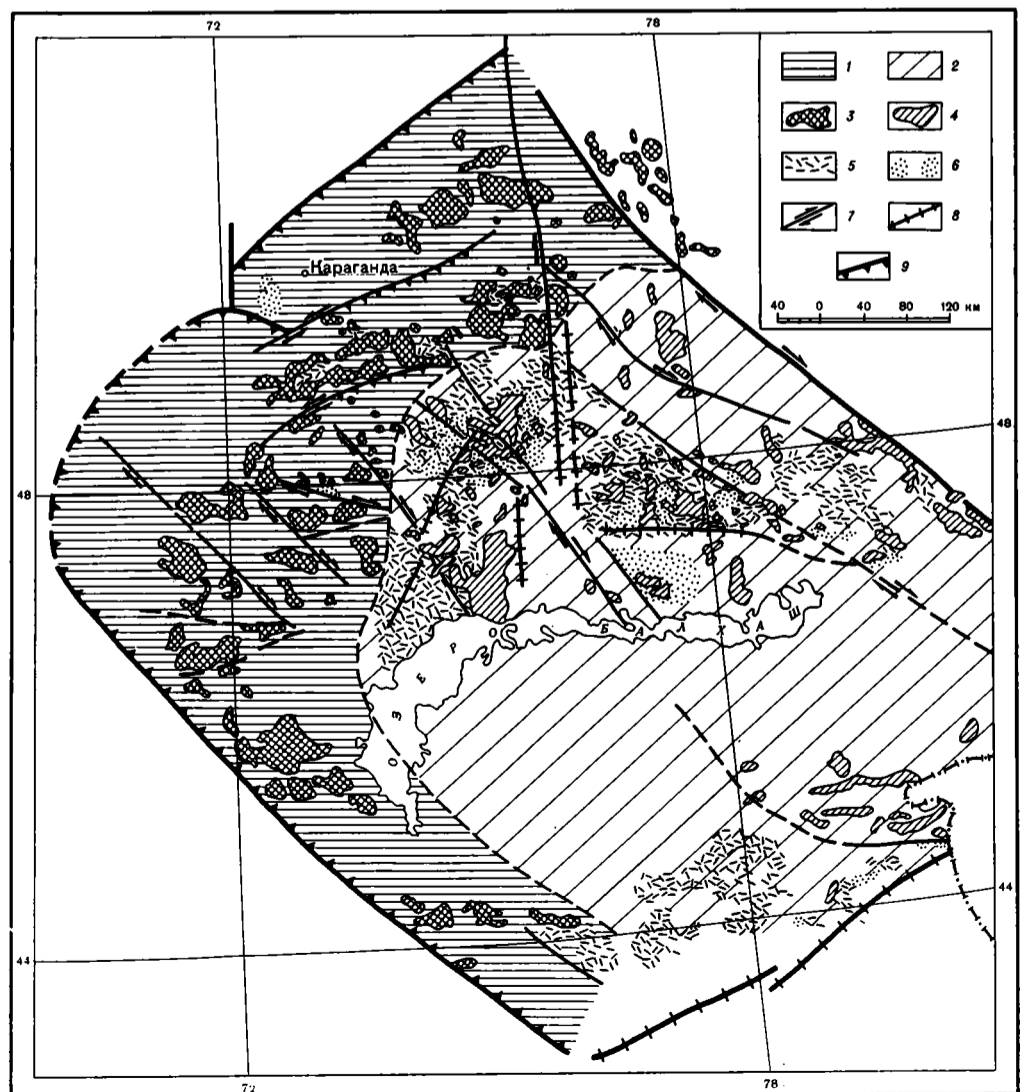
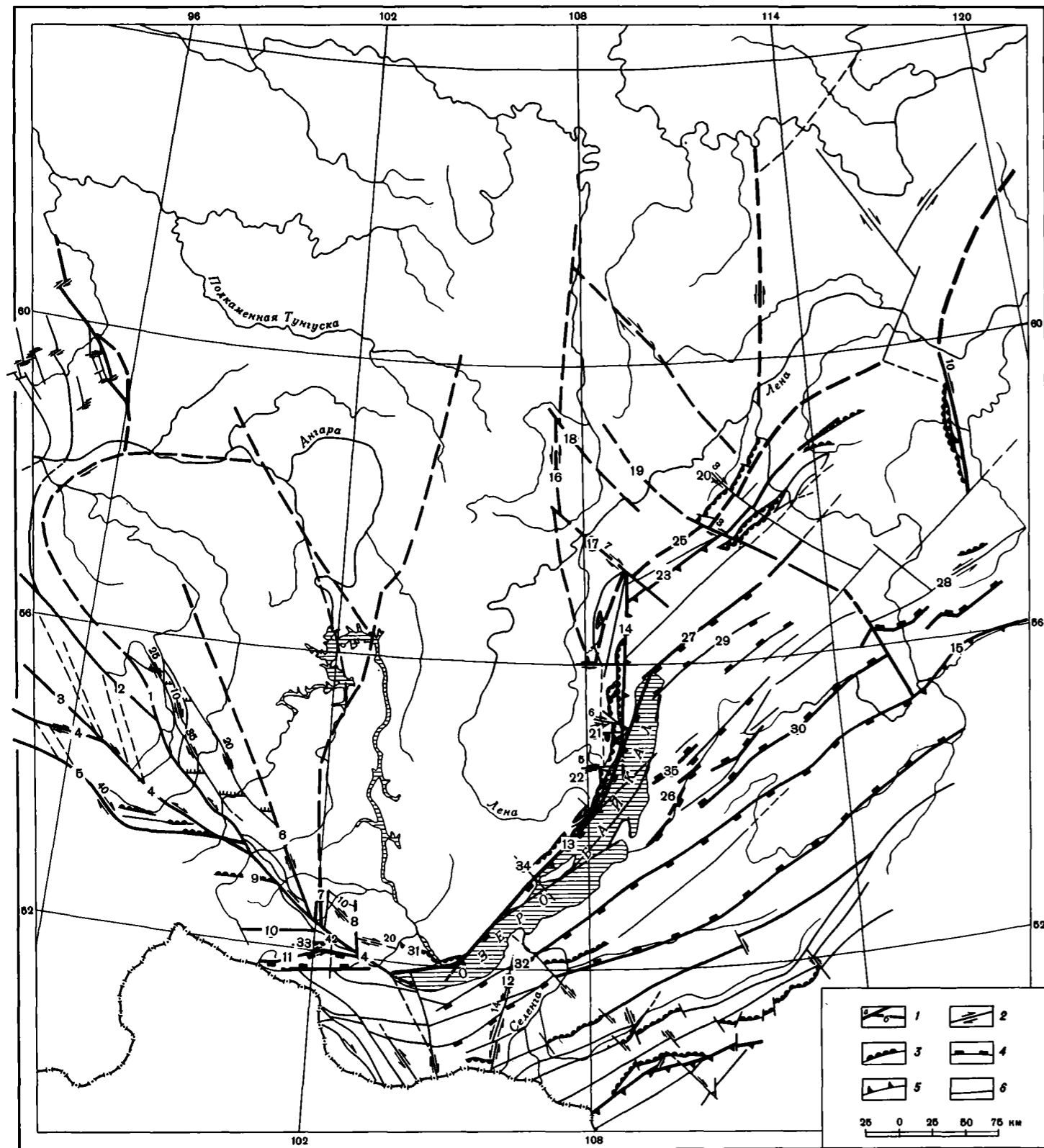


Рис. 6. Позднепалеозойская структурная пара Центрального Казахстана

1 – зона преимущественного сжатия и воздымания; 2 – зона преимущественного растяжения и проседания; 3 – гранитоиды орогенного пояса;

4 – гранитоиды депрессионной зоны (связанные с эффузивами); 5 – вулканогенные отложения; 6 – осадочные и туфогенно-осадочные отложения; 7 – сдвиги; 8 – раздвиги и сбросы; 9 – надвиги и взбросы



8. Схема разломов юга Восточной Сибири с зафиксированными горизонтальными смещениями

1 - глубинные и крупные региональные разломы по геологическим и геофизическим (б) данным; 2 - сдвиги с указанием направления сдвига и горизонтальной амплитуды (в км); 3 - надвиги; 4 - сбросы; 5 - флексуры; 6 - флексуры. Разломы (цифры на схеме): 1 - Бирюсинский, 2 - Туманшетский, 3 - Канский, 4 - Главный Саянский, 5 - Восточно-Саянский, 6 - Точерский, 7 - Онотский, 8 - Дабадский, 9 -

Жомболоский, 10 - Китойский, 11 - Тункинский, 12 - Удунгинский, 13 - Приморский, 14 - Левоминский, 15 - Каларский, 16 - Таймыро-Байкальский, 17 - Чечуйский, 18 - Соснинский, 19 - Брамьинский, 20 - Право-Мамаканский, 21 - Котельниковский, 22 - Елохинский, 23 - Чуйский, 24 - Жуинский, 25 - Ачитканский, 26 - Баргузинский, 27 - Кичерский, 28 - Кодарский, 29 - Верхнеангарский, 30 - Ципа-Баунтовский, 31 - Ангарский надвиг, 32 - Посольский надвиг, 33 - Тункинский надвиг, 34 - Сарминский, 35 - Большереченский

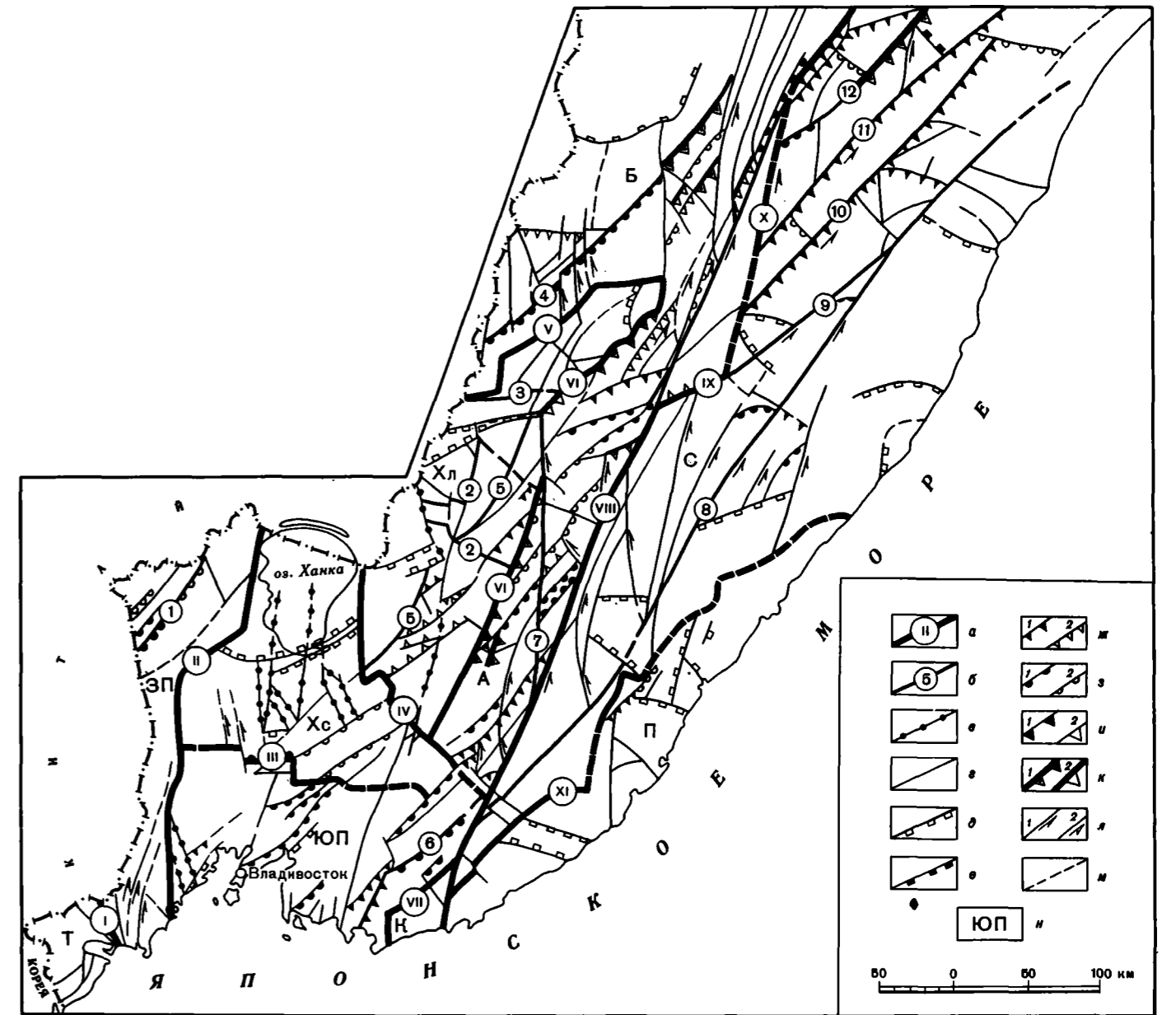


Рис. 20. Схема разломной тектоники Приморья

а-д - порядок и возраст разломов (допозднемиеловые): а - первого порядка: I - Зарубинский, II - Западно-Приморский, III - Южно-Сихотэ-Алиньский, IV - Спасский, V - Алчанский, VI - Арсеневский, VII - Кривореченский, VIII - Центральный Сихотэ-Алиньский, IX - Тигринский, X - Северная группа, XI - Прибрежный; б - второго порядка, того же возраста: 1 - Решетниковский, 4 - Улитковский; системы разломов: 2 - Кабаргинская, 3 - Дальнереченская, 5 - Западно-Сихотэ-Алиньская, 6 - Партизанская; позднемиеловые: 7 - Меридиональный; 8 - Восточный; северо-восточная группа, разломы третьего порядка: в - допозднемиеловые,

г - позднемиеловые, д - кайнозойские (сбросы); морфокинематическая характеристика позднемиеловых движений по разломам е-л (1 - установленная, 2 - предполагаемая): е - сбросы, ж - взбросы, з - надвиги, и - шарьяжи, к - шарьяжи с офиолитами, л - сдвиги; м - разломы предполагаемые; н - структурно-фациальные зоны: ЗП - Западно-Приморская, Т - Туманганская, Хс - Ханкайский массив (Спасско-Вознесенский блок), ХЛ - Ханкайский массив (Лесозаводский блок), ЮП - Южно-Приморская, А - Главный антиклинорий Сихотэ-Алиня, С - Главный синклиний Сихотэ-Алиня, Б - Нижне-Бикинская, К - Кривореченская, П - Прибрежный антиклинорий

Интенсивное сжатие при образовании массивов проявилось также в виде зоны метаморфизма высоких давлений (лавсонит-глаукофановых сланцев), которая прослеживается к западу от них вдоль всего пояса (Метаморфические комплексы..., 1971). Верхний рубеж этого метаморфизма — 430—446 млн. лет (Молдавцев, 1973). В современных структурах зоны сланцев высоких давлений довольно строго локализованы вдоль внешних сторон островных дуг (Миясиро, 1974), т.е. они, по-видимому, с ними как-то генетически связаны.

Присутствие в рифтовой системе Урала локального среднего поднятия свидетельствует о сопряженности раннепалеозойских зон растяжения с зонами сжатия.

Вследствие зонально развившегося сжатия в пределах большей части Главного гипербазитового пояса на фоне рифтовых структур растяжения к началу силура образовалось резко выраженное внутреннее геантиклинальное поднятие в виде островной дуги с активным наземным вулканизмом. К западу и востоку от поднятия широким развитием в то же время пользовались эвгеосинклинальные формации, представленные морскими осадочными (глубоководными) и магматическими породами большой мощности. По отношению к внешним границам этого эвгеосинклинального комплекса ось поднятия в общем занимала срединное положение. В современной же структуре его осевая зона вплотную соприкасается с западными многоэосинклинальными образованиями, что свидетельствует о более позднем тектоническом сближении срединного поднятия по линии Главного Уральского разлома.

Малоамплитудные сдвиги и локальные разрывы

В среднем палеозое зоны растяжения локализовались и стали формироваться в виде узких линейных (клиновидных) тектонических впадин вдоль очень протяженных разломов дугообразной и линейной формы с проявлениями по ним небольших сдвиговых движений. С ними связаны все вулкано-тектонические структуры Урала — вулканические депрессии, вулканории, кальдеры, магматические кольцевые комплексы, все разнообразие аккумулятивных и блоковых форм.

Разломы, ограничивающие клиновидные блоки, как правило, магмоподводящие, так как на них нанизаны цепочками жерловины вулканических аппаратов и к ним же приурочено множество интрузий габбро-гранитной формации. Такими нарушениями являются, например, Сабановский, Буранный, Александринский разломы Учалинско-Александринской зоны на Южном Урале (см. рис. 1).

Учалинско-Александринская зона образована несколькими блоками, которые кулисообразно примыкают один к другому при общем субмеридиональном их простирании (Плюснин, 1971). В плане для них характерна линзовидная форма блоков, т.е. элемент извилистости и дугообразности сохраняется на небольших отрезках. Сдвиговая кинематика разрывов здесь определяется по чередованию вдоль изгибающихся сместителей участков сжатия с проявлением конседиментационных приразломных складок изгиба и участков растяжения с различными формами магматизма. Одновременность образования этих разрывов с осадконакоплением устанавливается по тому влиянию, которое они оказывали на распределение фаций и мощностей разновозрастных толщ пород, находящихся около них в разных крыльях сместителей. В то же время многие разрывы, расчленяющие вулканогенные толщи и обладающие сдвиговыми элементами, по простиранию обрываются на границах с массивами магматических, явно более поздних пород. Из всего разнообразия взаимоотношений структур и пород устанавливается, что время образования малоамплитудных сдвигов Учалинской зоны — средне-верхнедевонское.

Подобные же формы тектонических дислокаций находятся в Тагильском синклинии (Старолялинский район), где с ними связаны магматические проявления венлокского возраста, свидетельствующие о более раннем возрасте таких сдвигов.

Зона интенсивного приразломного смятия определяется вдоль Салатимского разлома западнее платиноносного габбро-гипербазитового пояса. Здесь на очень

большом протяжении развиты дислокации досилурийского (частично лландоверийского) возраста с расщеплением, складчатостью течения, сопровождающиеся лавсонит-глаукофановыми сланцами. Узкая зона сланцев фаций высоких давлений также, по-видимому, обусловлена движениями сдвигового характера. Это отчасти подтверждается преобладанием горизонтальных штриховок на зеркалах скольжения вдоль вертикальных поверхностей расщепления.

В зонах малоамплитудных сдвигов вертикальная (сбросовая) составляющая большей частью даже преобладает над горизонтальными амплитудами смещений, однако первичными являются сдвиговые движения, и этим определяются все особенности строения данной кинематической системы нарушений. Для малоамплитудных сдвигов, продольных к Уральскому складчатому поясу, всюду устанавливаются левосторонние смещения блоков (Плюснин, 1963а), а по времени своего развития они занимают особенно длительный промежуток — с ордовика до раннего карбона включительно. Область их преимущественного развития находится на восточном склоне Урала и характерными формами дислокаций являются чередующиеся во времени и пространстве структуры сжатия и растяжения.

Общеуральские шарьяжи

С началом орогенической стадии развития (с середины карбона) горизонтальные перемещения блоков вновь усиливаются. Но в эту эпоху они были обусловлены движениями, поперечными к складчатому поясу, и проявлялись в виде структур общего сжатия. Наиболее интенсивное сжатие и скупивание всех комплексов пород происходило на западном склоне Урала в его многогеосинклинальной зоне и по границе с Предуральским краевым прогибом.

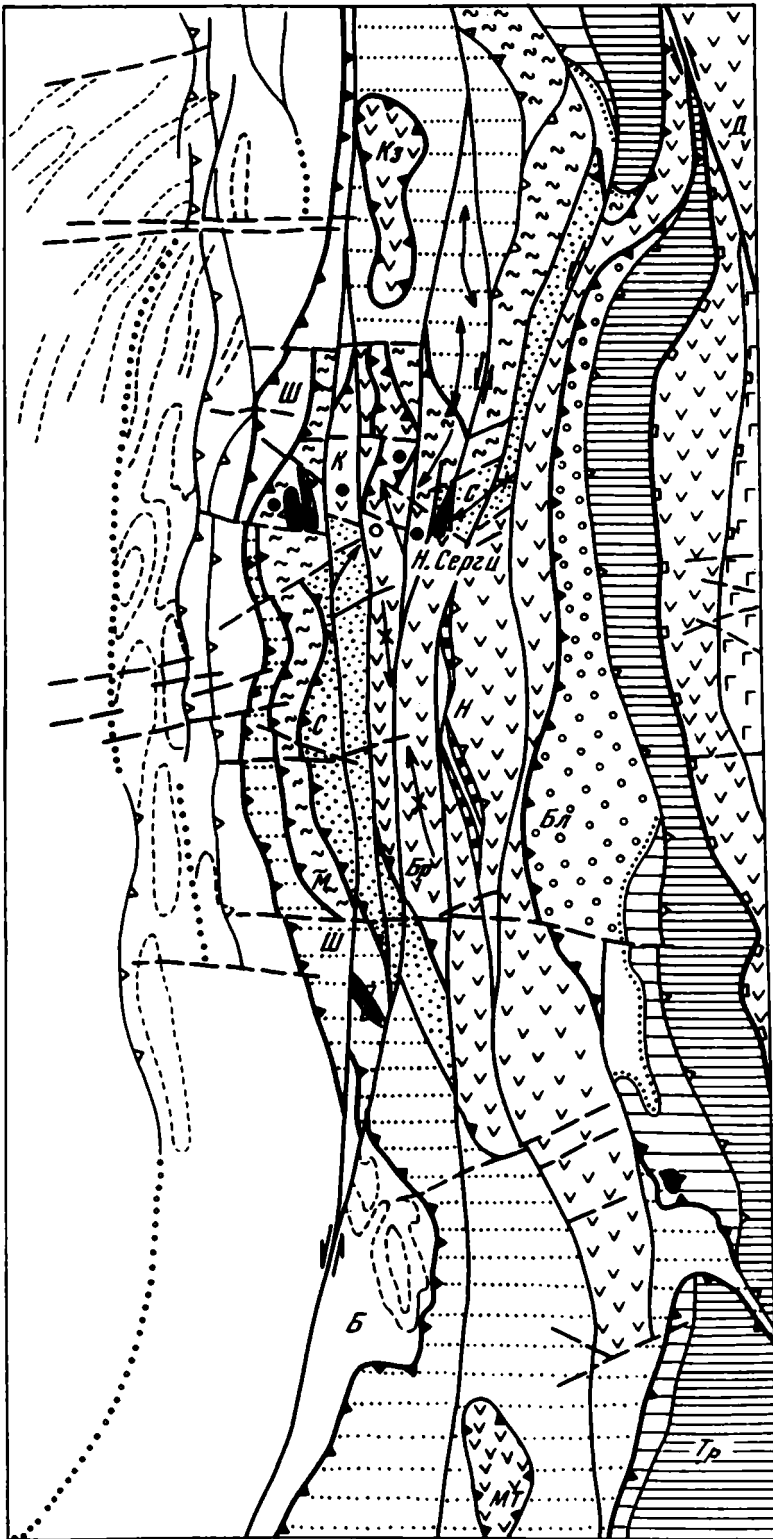
В качестве особо представительной шарьяжной структуры может быть рассмотрено строение Нижне-Сергинского района. Здесь выделяется крупный блок пород, сложенный ордовикскими, силурийскими и девонскими осадочными и вулканогенными образованиями, т.е. типичными геосинклинальными формациями, которые залегают в полуокружении одновозрастных им отложенных платформенного типа. Уже одно это свидетельствует о перемещенном положении геосинклинальных пород и о тектоническом сближении здесь образований разных формационных зон. Специальные исследования автора позволили выявить в этом районе целую систему тектонических покровов, разделенных пологими поверхностями сместителей.

В зоне Уфимского амфитеатра выделены две системы шарьяжей: Михайловская и Нижне-Сергинская (Плюснин, 1969). В системах Михайловского шарьяжа хорошо обособляются два крупных покрова: Шокуровский и Михайловский (рис. 2).

Шокуровский покров на всем протяжении имеет тектонический контакт с развитыми к западу существенно нижнепермскими отложениями, образующими автохтонную систему с проявлениями скрытых послонных шарьяжей (Плюс-

Рис. 2. Тектоническая схема средней части Уфимского амфитеатра

Формационные комплексы: 1 — докембрийские образования (а — протерозой, б — венд). Эвгеосинклинальные формации: 2 — нижний-средний ордовик, 3 — средний-верхний ордовик и нижний силур. Многогеосинклинальные формации: 4 — венлок — девон (восточная фациальная зона), 5 — лландоверии — девон (западная фациальная зона), 6 — нижний-средний карбон, 7 — верхний карбон-пермь, 8 — габбро (Дегтярский массив), 9 — гипербазитовый меланж. Элементы тектоники: 10 — шарьяжи, 11 — надвиги, 12 — сбросы и сбросо-сдвиги (субширотные), 13 — сбросо-сдвиги, 14 — скрытые и послонные шарьяжи, 15 — сбросы рифтовой системы, 16 — тектонические окна, 17 — несогласие региональное, тектоническое, 18 — складки (а — антиклинали, б — синклинали), 19 — элементы дешифрирования слоев в пермокарбоне; 20 — местонахождение скважин, вскрывших слои автохтона. Разрывные структуры (тектонические покровы): Ш — Шокуровский, С — Сергинский, К — Киргишанский, Бр — Бардымский, Н — Нязепетровский, Кэ — Кузинский, Бл — Билимбаевский; сбросо-сдвиги: Б — Балейский



- | а | б | |
|---|---|----|
| | | 1 |
| | | 2 |
| | | 3 |
| | | 4 |
| | | 5 |
| | | 6 |
| | | 7 |
| | | 8 |
| | | 9 |
| | | 10 |
| | | 11 |
| | | 12 |
| | | 13 |
| | | 14 |
| | | 15 |
| | | 16 |
| | | 17 |
| | | 18 |
| | | 19 |
| | | 20 |

0 5 10 15 20 км

нин, 1969). На этой границе видна резкая смена литологических комплексов пород и различных по возрасту образований. Породы московского яруса, которые большей частью соприкасаются с отложениями нижней перми, на всем протяжении образуют свой внутренний структурный план.

Для всех зон сместителей характерны пологопадающие, сложно изгибающиеся поверхности скольжения, которые неправильно переплетаются между собой. Штрихи скольжения на них большей частью поперечные по отношению к общему фронту надвигов, т.е. субширотные. Породы вдоль трещин разлинзованы, "расташены" на узкие клиновидные блоки (будинированы) и слои в них развернуты закономерно в виде S-образных форм, по которым можно определить направление относительных перемещений блоков.

На западном склоне Урала, в связи с надвигами и шарьяжами, среди осадочных отложений развит типичный меланж, приуроченный к толщам алевролитов и глинистых сланцев. Такие явления, в частности, можно наблюдать на западной окраине г. Михайловска. Алевролиты и глинистые сланцы здесь представляют собой массивную бесструктурную породу, настоящее тектоническое месиво, которое прослеживается вкрест простирания на десятки метров. В нем беспорядочно заключены обломки дробленых известняков того же московского яруса и глыбы тектонических брекчий (известняковых) до 1,5–2 м в поперечнике. Вверх по разрезу тектоническое месиво из алевролитов переходит в слонстую пачку тех же пород, интенсивно будинированную, трещиноватую, местами рассланцованную.

Таким образом, Шокуровский покров представляет собой достаточно резко обособленную структуру, ограниченную снизу пологим тектоническим контактом.

Михайловский покров имеет практически непрерывный разрез пород от лландовери до франского яруса включительно. Породы указанного возраста на всем протяжении покрова залегают с нормальной стратиграфической последовательностью и нигде не опрокинуты. На западе эти тектонические пластины граничат с Шокуровским покровом, а на востоке — с Сергинским и отделяются от них сместителями, полого наклоненными на восток и в общем согласно с напластованием пород.

Подошва Михайловского шарьяжа хорошо определяется около заводской плотины в г. Михайловске. Здесь контактируют силурийские породы с каменноугольными, причем разными горизонтами; все слои имеют общее моноклиналиное (нормальное) падение на восток, и карбон погружается под силур.

В пределах Нижне-Сергинской системы шарьяжей находятся покровы: Сергинский, Бардымский, Киргишанский, Нязепетровский и изолированный от них (на юге) Маяктауский.

Сергинский покров проявляется в интенсивных надвиговых дислокациях, образующих резкий тектонический контакт венлокских известняков с подстилающими среднедевонскими. Отдельные проявления таких надвигов видны около дер. Аракаево у ее восточной окраины по склону возвышенности в известняках верхнего эйфеля. Слои здесь смяты в характерные складки волочения, в которых обычно наблюдаются пологие сместители, падающие по азимуту 110, угол 30° . По загибам слоев (асимметрии складок) определяется перемещение верхних крыльев на запад. Несмотря на то, что весь комплекс пород этой тектонической пластины по возрасту сходен с породами нижележащего Михайловского покрова, фациально они резко отличны. Здесь преобладают массивные толстослоистые известняки рифовых фаций со слабо выраженными элементами стратификации. Мощности осадков также больше, чем в предыдущем покрове.

Киргишанский покров располагается к северу от Сергинского. Он сложен в основании вулканогенными породами верхнего ордовика, которые вверх по разрезу сменяются силурийскими фтанитами и кварцевыми песчаниками. Покровное залегание фтанитов силура на эйфельских известняках среднего девона определяется (Нейман-Пермякова, 1940) в окрестностях Нижне-Сергинского курорта.

В настоящее время покров по краям разбурен рядом скважин. В западной части его под силурийскими углисто-кремнистыми сланцами скважинами вскры-

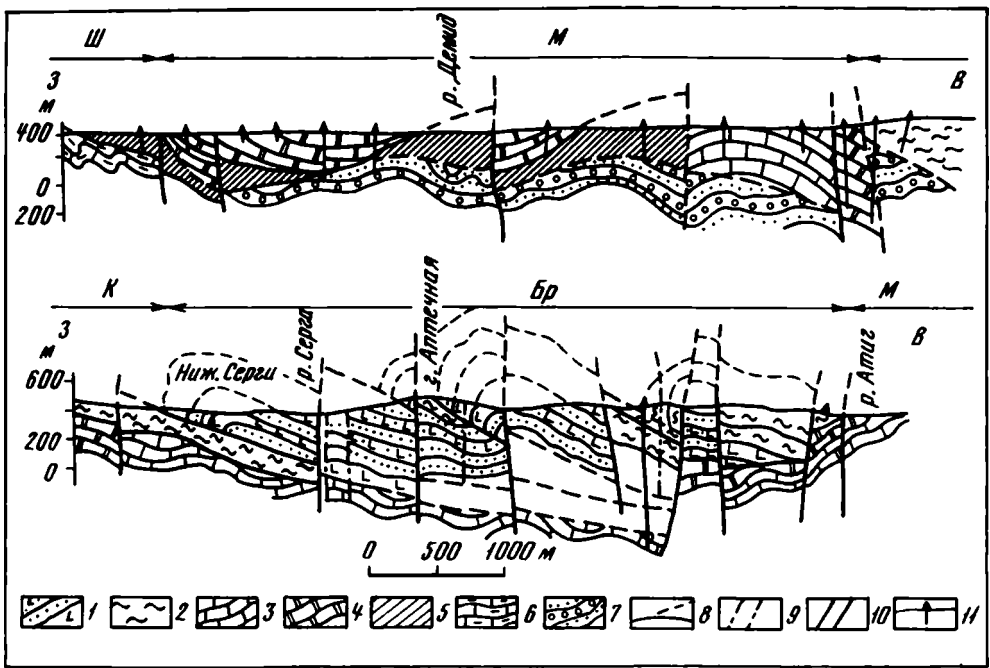


Рис. 3. Шарьяжные структуры окрестностей г. Нижние Серги (Средний Урал)

1 – средне-верхнеордовикские кварцевые песчаники, туфосланцы, спилиты; 2 – нижнесилурийские фтаниты, углисто-кремнистые сланцы, алевролиты, известняки; 3, 4 – среднедевонские известняки: 3 – эйфельские, 4 – живецкие; 5 – среднее визе – намюр (известняки); 6 – средний карбон (песчаники, алевролиты, известняки); 7 – пермо-карбон (песчаники, алевролиты); 8 – шарьяжи; сбросо-сдвиги: 9 – субширотные, 10 – субмеридиональные; 11 – скважины

ты песчано-карбонатные отложения пермо-карбона, а на востоке получен перекрытый профиль из грех скважин, в котором под туфосланцами силура находятся известняки с эйфельской фауной. Таким образом, с запада и востока под покров уходят более молодые породы.

В целом Киргишанский покров представляет собой крупную синклинальную структуру, в западном крыле которой на небольшом участке выходят вулканогенные образования среднего – верхнего ордовика. В ядре же складки находятся фтаниты и кварцевые песчаники верхнего ордовика – силура.

Бардымский покров имеет более сложное строение, чем предыдущие, так как в нем наряду с общей крупной синклинальной структурой, занимающей весь Бардымский хребет, развита система чешуйчатых надвигов, сопровождающихся складками, опрокинутыми на запад. Строение западного крыла Бардымской синклинали с системой чешуйчатых надвигов и складок хорошо видно по берегам Нижне-Сергинского пруда и в самом г. Нижние Серги по рекам Заставке и Средней (рис. 3).

Водораздельные части Бардымского хребта сложены верхнеордовикскими и силурийскими образованиями, представленными туфопесчаниками, кварцевыми песчаниками, кремнистыми породами (фтанитами) и лавами диабазов (спилитов). Весь этот комплекс пород явно аллохтонный по отношению к Сергинскому покрову, сложенному рифогенными известняками.

Бардымский покров является продолжением на юг Киргишанского. В западной его части широко распространены послонные зоны расщепления, будинажа, местного дробления и характерные складки волочения, опрокинутые на запад. Эти дислокации прослеживаются в южном направлении до широты г. Нязепетровска.

В бассейне рек Атиг и Утка к востоку от Киргишанского увала севернее широтного течения р. Серги выделяется структура Атигского тектонического полуокна. Здесь в окружении верхнеордовикских и силурийских вулканогенных и кремнистых образований на земную поверхность выходят существенно карбонатные комплексы силура и девона, подобные разрезам Михайловского и Сергинского покровов. Непосредственная связь их с названными структурами в настоящее время подтверждена глубокой структурной скважиной в верховьях Сергинского пруда (на его южном берегу), где под фаунистически охарактеризованными верхнеордовикскими отложениями, слагающими Бардымский хребет, на глубине 1100 м. вскрыты известняки с фауной ругоз, датируемые как верхи нижнего девона — средний девон (определения М.В. Шурыгиной и Ф.Е. Янет).

Шарьяжные дислокации прослеживаются вдоль всего западного склона Урала (см. рис. 1). Особенно большие амплитуды перекрытий определяются в пределах Уфимского амфитеатра. Здесь они проявляются в резком сближении формаций горных пород, типичных для Центрально-Уральской зоны, с формациями краевого прогиба и платформы. В этой же зоне устанавливаются эвгеосинклинальные формации в аллохтонном залегании на платформенных и миогеосинклинальных. В зоне Уфимского амфитеатра наблюдается наиболее интенсивное сжатие формаций и смятие в складки всех толщ пород.

К северу и югу от амфитеатра покровы веерообразно раскрываются и интенсивность нарушений заметно ослабевает. Тем не менее многочисленные шарьяжные поверхности, сходясь и раздвигаясь, прослеживаются непрерывно на север вплоть до Северного Ледовитого океана и на юг до Прикаспийской впадины, т.е. образуют единую систему дислокаций длиной около 2500 км. На всем протяжении они сопровождаются зоной сплошной шарьяжной складчатости, образующей устойчивую западную вергентность. Благодаря этому обстоятельству намечается четкая естественная структурная граница Уральского складчатого пояса. На Среднем и Южном Урале она приурочена, в частности, к Чусовскому и Нижне-Сергинскому шарьяжам.

Основное шарьяжеобразование на Урале связано с эпохами интенсивного складкообразования и горообразования. Самые поздние шарьяжи распространены вдоль границы Западно-Уральского складчатого пояса с Предуральским краевым прогибом. Здесь в них вовлечены породы кунгурского яруса пермской системы (Наливкин, 1950). Имеются также фрагменты и более ранней надвиговой системы (Куруксарский и Тьлайский покровы), которая находится в Центрально-Уральской зоне, где покровами перекрыты среднедевонские породы. Таким образом, выделяются две последовательно развившиеся системы шарьяжей с очевидными проявлениями их в краевых складках Урала.

Признаки интенсивного шарьяжного скольжения одних толщ относительно других прослежены значительно западнее передовых складок Урала и находятся в песчано-алевролитовых толщах кунгурского яруса краевого прогиба, которые залегают здесь в общем почти горизонтально. В этих слабо дислоцированных толщах отчетливо видны признаки поступательного движения в восточном направлении нижележащих толщ пород относительно вышележащих. Так, в выемке железной дороги западнее станции Сарга на западном крыле Саргинской антиклинали в сложном комплексе складок внутрислойного течения-волочения находятся обломки пород, "выхваченные" из вышележащих, слабо изогнутых слоев песчаников, затянутые в подстилающую пачку и перенесенные в ней на восток. Здесь в миниатюре проявляются все структурные элементы типичного поддвига. В этой же выемке несколько западнее выявляется "слепой" взброс — клин песчаника, врезавшийся снизу вверх в более слабые слои, отражающий подобную же кинематику перемещения нижележащих пластов на восток. Отмеченные факты свидетельствуют о том, что в механизме формирования надвиговых структур основное значение имеет поддвижение блоков с запада на восток.

Следовательно, образование покровных структур западного склона Урала более логично объясняется поддвигом под него кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы с одновременным погружением жестких

толщ под Уральские структуры (Плюсин, 1971). Такие перемещения, по-видимому, обусловлены латеральными подкоровыми течениями в мантии Земли (Пейве, 1967). Это значит, что шарьяжи являются глубинными и их элементы должны находиться в структуре всей земной коры вплоть до ее подошвы. Последнее обстоятельство находит достаточно яркое отражение в главной особенности тектонического расчленения земной коры — в ее послойно-блоковом строении, которое хорошо видно на всех сейсмических профилях.

Глубинным сейсмическим зондированием на разных глубинах земной коры под всем Уралом выявлены пологие поверхности сместителей, погружающиеся на восток. Таким образом, можно говорить, что шарьяжи, имеющие выход на поверхность на западном склоне складчатого Урала, на глубине уходят под его восточный склон и в этом смысле являются общеуральскими. Амплитуды смещений с запада на восток нижних, более близких к мантии слоев земной коры (и поэтому более мобильных) измеряются, вероятно, сотнями километров. На поверхности видны лишь слабые их проявления. Одним из следствий такого движения является очень выразительный дугообразный изгиб всех уральских структур в зоне Уфимского амфитеатра. Этот элемент структуры Урала — результат неравномерного воздействия пододвигающегося кристаллического основания на комплексы чехла. Стрелка дуги изгиба амфитеатра в плане показывает разницу амплитуд смещения в шарьяжах центра структуры по отношению к флангам, которая составляет 130—150 км. Смещение же цоколя должно быть еще больше.

Секущие региональные сдвиги

Структуры, сопряженные с шарьяжами, особенно заметно развиваются в палеозойском чехле западного склона Урала. Здесь очень выразительны по своей несогласованности с общим простираем дислокаций складчатого пояса с е к у щ и е с д в и г и. Наиболее крупные из них: Нырбско-Красновишерский (Северный Урал) и Ашинский (Южный Урал).

Н ы р о б с к о - К р а с н о в и ш е р с к и й глубинный левый сдвиг отчетливо прослеживается в обрамлении Красновишерского выступа (Плюсин, 1971), где он выглядит, как продолжение на юго-восток Тиманской структуры. В нем же отражается и элемент тектонического плана докембрийского основания Восточно-Европейской платформы, поскольку Тиманские дислокации чехла явно наследуют здесь древние—байкальские — нарушения. В пределах Западно-Уральской зоны складчатости при наложении этой западной сдвиговой структуры на субмеридиональные разрывы и складки Урала в условиях мощного, весьма пластичного осадочного чехла происходит комбинация двух направлений. Однако разрывы здесь формируются в основном по уральскому плану как сдвиго-надвиги. При этом вдоль Нырбско-Красновишерского разлома тиманского направления юго-западные блоки имеют видимое смещение относительно северо-восточных на юго-восток (влево) с амплитудой до 50 км. Это смещение определяется при сопоставлении зон дислоцированности и фаций палеозойских и, особенно, пермских пород, развитых к северу и югу от разлома. Но всю эту структуру необходимо объяснять не только смещением по сдвигу и неравномерным скупиванием в смежных блоках осадочного чехла под напором цоколя платформы, но и различной исходной позицией зон смятия. По-видимому, разлом имеет здесь трансформный характер, т.е. он служит разделом областей, отличающихся по тектонической мобильности. Такой же тип структуры определяется и для Ашинского секущего сдвига.

Крупные секущие сдвиги, подобные вышеописанным, развиты на Урале редко и отделены большими интервалами без заметных смещений. В этих интервалах находится более густая сеть слабо выраженных поперечных разрывов, которые проявляются в виде зон глубинной трещиноватости с элементами сдвиговой кинематики (Плюсин, 1971).

Один из наиболее заметных сдвигов на Урале (см. рис. 1) — Д е г т я р с к и й с д в и г, описанный Е.А. Кузнецовым (Кузнецов, Захаров, 1926). Относительно

этого нарушения ведется длительная дискуссия, начатая в свое время А.Н. Заварицким (1941). В настоящее время детальными геолого-съемочными работами (И.И. Зенков) получены дополнительные сведения о сдвиге.

Отдельные проявления Дегтярского сдвига хорошо видны в шахте "Капитальная" Дегтярского рудника, в западном контакте известняков, по границе их с интрузиями габбро Ревдинского массива. Известняки, кремнистые сланцы и порфиритоиды, развитые в зоне Главного сместителя, разбиты на ряд узких крутопадающих тектонических пластин. Каждая пластина сложена, как правило, однородными породами, отличными от пород в других пластинах. Сдвиги, разделяющие эти пластины, являются частными разветвлениями Дегтярского разлома. В известняках и кремнистых породах наблюдается интенсивное расланцевание и разлинзование, согласное с направлением сместителей, ограничивающих пластины. Отдельные поверхности рассматриваемой системы сдвигов хорошо видны также в известняковом карьере у г. Дегтярска, где находятся зоны круноглыбовых брекчий, основную массу которых составляют серпентиниты.

Крупные тела серпентинитов имеют характерные линейные формы и вытянуты вдоль зоны разломов на десятки километров. Они брекчированы, будинированы, разлинзованы, местами сильно расланцованы, обладают зеркалами скольжения с преобладанием горизонтальных штрихов и борозд. Среди серпентинитов на всем их протяжении в виде обломков различной величины, до сотен метров и первых километров, включены "ксенолиты", представленные известняками, порфиритами, туфами, т.е. смесью из окружающих пород разного возраста и состава. Обломки и блоки вытянуты вдоль разлома, но элементы внутренней тектоники в них явно передислоцированы, так как они обычно не соответствуют структурам, разобщенным разрывами.

Очень характерную форму имеет зона рассматриваемого сдвига к югу от г. Дегтярска, где от Главного сместителя, прослеживающегося на юго-юго-восток, отщепляется серия сместителей в западном лежачем крыле нарушения. Эти сопряженные сместители отходят от главного с южной ориентировкой и создают своеобразную структуру "конского хвоста", расширяющуюся на юг. В северной части данной зоны разломов, где сместители сближаются, дислоцированность пород внутри блоков постепенно возрастает: они становятся более раздробленными, интенсивнее расланцованными, будинированными, брекчированными и, наконец, сменяются довольно широкой полосой меланжа с гипербазитовым цементом. Все приведенные данные убедительно подтверждают крупный сдвиг.

К числу самых крупных сдвигов Урала относится Мурзинский разлом (Плюснин, 1971), который находится на восточном склоне Урала (см. рис. 1) и прослеживается вдоль западных границ Мурзинского и Суундукского сиалических блоков. Разлом в значительной мере по диагонали (на северо-северо-восток) пересекает ряд главнейших структурных зон Урала: Восточно-Уральское поднятие (на Среднем Урале), Магнитогорский прогиб (на Южном Урале и в Мугоджарах). Он выделяется не только благодаря своему секущему положению, но и в связи с приуроченной к нему мощной зоной смятия, проявляющейся в расланцевании, будинаже, интенсивной мелкой изоклинальной складчатости. В гравиметровом поле эта структура выражена отчетливо по границам срединных массивов и в зонах резкого секущего положения, особенно в Орском районе, где она срезает с юга Присакмарскую, Урталыскую и Кизильскую зоны. В последнем случае она отличается особенно четкой линейной гравитационной ступенью. Вдоль этого разлома, как и вблизи Дегтярского, определяется смещение крупных полей гравитационных аномалий. Разлом выделяется как глубинный подкорový и на профилях ГСЗ.

Дислокации, связанные с Мурзинским сдвигом, прослеживаются, в частности, по р. Исеть в районе пос. Бобровка (в 20–25 км восточнее Свердловска), а также в более южных разрезах по р. Сысерть (у поселков Черданцево, Токарево), по р. Кидыш (у пос. Кидыш и Сухтелинский), еще южнее — около поселков Кацбахский и Полоцкий, далее на юг по рекам Суундук и Джусе — всего на протяжении 750 км. Всюду видны характерные присдвиговые деформации в виде расланцован-

ности, разлинзования и будинажа пород с субгоризонтальными штрихами на поверхностях сместителей и рассланцевания. Зоны рассланцевания часто резко обрываются вдоль отдельных разломов либо постепенно рассеиваются (затухают) в ее крыльях или одном крыле. С этой зоной разлома связаны особенно типичные складки ламинарного течения.

На р. Суундук в 4 км западнее устья р. Якши-Акжар в зоне рассланцевания зажат блок шириной несколько километров нижнекаменноугольных песчано-сланцевых, карбонатных и эффузивных пород. В этом блоке развиты линейные моноклинали, иногда осложненные призматическими складками ламинарного течения. К западу от них выделяются хорошо сформированные кольцевые вулканотектонические структуры среднего девона. От них зона смятия отделена четким тектоническим швом с брекчиями и поверхностями сместителей с субгоризонтальными штрихами. На востоке также выражен разлом, наблюдаемый в высоком обрыве р. Уру-Кискен. За ним к востоку развит уже комплекс структур регионального кливажа течения с линейностями течения, ориентированными в широтном, поперечном к разлому направлении, которые пересекаются сдвигами.

На всем указанном протяжении разлома определяются сходные признаки одной очень значительной сдвиговой структуры Урала. По простиранию она слабо извилистая, что, вероятно, обусловлено приуроченностью отдельных отрезков к ранее сформировавшимся тектоническим швам. Это видно на многих участках (от пос. Сухтелинский до пос. Кацбахского, на широте пос. Чебаркуль и севернее гор Восточные Салды), где вдоль разлома вытянуты тела серпентинитов. На Среднем Урале ветви разлома с востока ограничивают Мурзинско-Адуйский срединный массив. Здесь они хорошо видны в обнажениях в виде отдельных сместителей, сопровождающихся характерными приразломными складками и шовными антиклиналями.

Вопрос об амплитудах перемещения по сдвигам — один из наиболее сложных. Для Мурзинского сдвига на Южном Урале определяется секущее положение по отношению к более древним структурам и границам формационных комплексов. В Орском районе Кизильская зона по диагонали на протяжении более 50 км срезана Мурзинским разломом. Очень вероятно, что дислоцированные в зоне смятия известняки и эффузивы нижнего карбона, выклинивающиеся с северо-западным простиранием на р. Суундук вблизи устья р. Урус-Кискен и еще севернее — у пос. Новинки, представляют смещенную часть этой зоны. Таким образом, одна из его главных ветвей имеет амплитуду около 150–200 км. Реставрация досдвигового положения с учетом этой амплитуды позволяет совместить Сысертско-Ильменогорский и Мурзинский гнейсовые комплексы, которые некогда составляли единый сиалический блок. При этом также увязываются в одну непрерывную линию вулканические зоны Присакмарская и Джусинская, располагающиеся сейчас параллельно — одна к востоку от другой, сложенные аналогичными комплексами эффузивов с характерными медноколчеданными формациями.

Особенно выразительна сдвиговая структура на Урале — Челябинская система разломов. Сместители, входящие в эту систему, отличаются удивительной прямолинейностью, которая сохраняется на протяжении сотен километров. Вдоль главных разрывов рассматриваемой системы образовался ряд крупных грабенов. Самый значительный из них находится на широте Челябинска и выполнен триасовыми отложениями. На юг от Челябинска грабен постепенно суживается и имеет в плане клиновидную форму.

Признаки сдвиговых перемещений вдоль Челябинской системы разломов весьма разнообразны и наблюдаются в разрезах рек Миасс, Уй, Увелька, Тогузак, а также в гранитных карьерах у Челябинска. В региональном плане сдвиговая природа этих нарушений выясняется на основе закономерного чередования участков сжатия и растяжения, прослеживаемых по простиранию. На фоне общего северо-северо-восточного простирания зоны разлома отдельные грабены, связанные с ней, имеют почти меридиональные очертания, т.е. образуют S-образные формы сочетания разломов — их виргации, которые на Урале свойственны (Плюснин, 1971) для структур растяжения (при левом сдвиге).

Обычно каждая сдвиговая зона обособлена блоковой структурой со своими особенностями геологического строения. В плане они имеют форму тектонических линз — узких клиновидных пластин, которые по своему рисунку хорошо отличаются от более ранних сбросовых и надвиговых систем нарушений.

* * *

Главная особенность горизонтальных движений блоков на Урале — их сложная эволюция: раннепалеозойские структуры растяжения сменились малоамплитудными дуговыми сдвигами, одновременно с которыми началось пододвигание Русской континентальной плиты под Урал сначала в среднем палеозое, продольное к складчатому поясу и слабое, а затем интенсивное, поперечное к поясу, выразившееся в формировании позднепалеозойских шарьяжей и секущих сдвигов. На все предшествующие дислокации наложены несогласно крупноамплитудные линейные северо-северо-восточные сдвиги, уходящие на север в сторону Северного Ледовитого океана. Этими сдвигами завершилась история горизонтальных движений блоков на Урале.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ КАЗАХСТАН И СЕВЕРНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ

Первые наиболее определенные указания на горизонтальные перемещения по разломам Казахстана и Северного-Тянь-Шаня относятся к 30-м и 40-м годам. В Северном Тянь-Шане В.А. Николаев (1933) установил надвиги между каледонской Терской-Сусамырской и герцинской Нарынской структурно-фациальными зонами. На расстоянии более 200 км он наблюдал повсеместное смещение пород к северу по пологим сместителям, выраженным на дневной поверхности волнисто-криволинейными линиями. В отложениях карбона он выявил так называемую переходную от северных к южным разрезам зону, которая местами оказалась полностью перекрытой надвигами. Общая амплитуда надвигания была определена в несколько десятков (немногих) километров.

В.В. Галицкий (1940, 1967) зафиксировал достаточно крупные покровы в хр. Каратау, определив их амплитуду в 21–31 км; им же была намечена гигантская Урало-Тяньшаньская зона сдвигов. В области Чуйской глыбы шарьяжи амплитудой до 70 км предполагал Д.И. Яковлев (1941), объясняя "лоскутное" расположение отложений разного возраста их проявлением. В центральных районах Казахстана М.П. Русаков и И.С. Яговкин (Русаков и др., 1933) закартировали Спасскую и Успенскую зоны смятия, которые трактовались ими, как зоны сильнейшего дислокационного метаморфизма или как взбросо-надвиговые пояса с амплитудой горизонтального смещения в несколько километров. Наконец, Е.Д. Шлыгин (1932) отметил надвиги Кокчетавского района.

Полученные в 30-е и 40-е годы данные о покровно-надвиговых и сдвиговых нарушениях позднее были подвергнуты критике. Одни из нарушений подобного рода были приняты за частные мелкие разрывы, являющиеся якобы осложнениями складок; в отношении других высказывались мнения о том, что горизонтальные перемещения по ним очень невелики или это вообще вертикальные разрывы без горизонтальных перемещений. Так или иначе, подобное отношение ко всем нарушениям сохранилось у большинства геологов до конца 50-х годов.

Начиная с 1955 г. в Центральном Казахстане группой тектонистов Геологического института АН СССР под руководством А.В. Пейве предпринимается специальное изучение кинематики зон глубинных разломов. Выясняется, что наиболее крупные субширотные и восток-северо-восточного направления разломы представляют собой крупные надвиги (Успенский, Спасский), либо левые сдвиги (Байдаулет-Карасорский) с амплитудой смещения по латерали в десятки километров. Разломы северо-западного направления оказались того же масштаба правыми сдвигами (Актасский, Чингизский, Джалаир-Найманский, Джунгарский и др.). Одновремен-

но были выявлены зоны горизонтального растяжения и проседания (Аксоран-Акджальская, Токрауская). Удалось также показать, что основные виды горизонтальных перемещений в Казахстане — сдвиги, надвиги, раздвиги, взбросы — парагенетически взаимосвязаны и образуют динамопары типа сдвиг—надвиг, надвиг—раздвиг и т.п.

Результаты всех работ были опубликованы в книге (Разломы. . . , 1963) и ряде статей, которые послужили толчком к дальнейшему изучению проблемы горизонтальных перемещений в целом. В то же время были изменены и общие представления о глубинных разломах (Пейве, 1967), которые раньше рассматривались только с позиций фиксизма.

Начиная с 1960 г. проблемой горизонтальных перемещений по разломам Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня с той или иной детальностью занимались Б.М. Абишев, С.М. Бандалетов, Ю.Л. Бастриков, А.А. Богданов, Л.И. Боровиков, Б.И. Борсук, В.С. Войтович, В.В. Галицкий, В.А. Грищенко, В.С. Зайка-Новацкий, Ю.Ф. Кабанов, В.Г. Королев, В.В. Киселев, В.Я. Кошкин, А.В. Лукьянов, Н.Г. Маркова, А.Е. Михайлов, В.А. Невский, А.В. Пейве, С.Г. Самыгин, А.И. Суворов, В.Г. Трифонов, М.М. Уколов, Б.В. Христов, В.А. Цуканов, И.Г. Щерба и др., подтвердившие широкое и разнообразное их проявление.

Диагностика сдвигов, надвигов, взбросов и раздвигов

Помимо основных видов горизонтальных перемещений — сдвигов, надвигов, взбросов и раздвигов — в палеозоидах Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня довольно широко представлены промежуточные разновидности — сбросо-сдвиги, сдвиго-надвиги, взбросо-сдвиги, сбросо-раздвиги, взбросо-надвиги, а также связанные с некоторыми из надвигов шарьяжи. В процессе геосинклинального развития разломы проходят несколько стадий — от сброса к надвигу, сдвигу, снова к сбросу и т.д. Поэтому в каждой из зон разломов можно находить следы различных горизонтальных перемещений, которые в целом создают очень сложную и противоречивую структурную картину. Вследствие этого возникает необходимость дифференцированного подхода к диагностике горизонтальных перемещений по разломам на разных стадиях развития земной коры, с привлечением как прямых, так и косвенных их признаков.

Разломы основных типов характеризуются следующими особенностями (Разломы. . . , 1963; Суворов, 1968).

Сдвиги представляют собой протяженные, обычно вертикальные, сплошные или прерывистые швы, прямолинейно вытянутые в диагональных (косых) направлениях относительно региональных складчатых систем и смещающие эти последние по горизонтали на десятки и первые сотни километров. Сместители сдвигов сопровождаются узкими полосами дробления и милонитизации. К ним с обеих сторон прилегают удлиненные, остроугольные и ломтевидные блоки и клинья, ограниченные разрывами второго и третьего порядков. В вертикальном разрезе они выражены горстами, грабенами, моноклиналями, грабен-синклиналями, горст-антиклиналями; здесь же, преимущественно в осадочных толщах, широко развиты брахиформные антиклинальные и синклинальные полускладки (с одним окончанием), как правило, с крутыми и даже вертикальными шарнирами; осевые плоскости полускладок наклонены соответственно сдвиговым перемещениям.

Складчато-блоковые структуры в плане образуют со сместителями сдвигов острые углы, которые расширяются в обе стороны от разлома. По мере удаления от него все эти структуры становятся менее выразительными и, наконец, затухают. Общий структурный рисунок сдвиговых зон перисто-веерообразный или перистодугообразный.

В сдвиговых зонах широко распространены всевозможные трещины, располагающиеся вдоль сместителей в виде двух систем скальвания и одной системы отрыва. Трещины скальвания ориентированы продольно или косо к сместителю, будучи в последнем случае направлены в сторону смещения крыла разлома. Трещины отрыва простираются под острыми углами к сместителю и обращены в сторону,

противоположную вектору смещения крыла; они нередко заполнены жильным или дайковым материалом. Благодаря продольному растяжению в некоторых сдвиговых зонах возникает серия крупных линзовидных будин, поставленных на ребро и вытянутых вдоль главного сместителя. Нередко их смешивают с меланжем надвиговых зон, природа которых совершенно иная.

Сдвиг устанавливается по разрыву и смещению в горизонтальной плоскости литофациальных зон, зон дислокационного и регионального метаморфизма, складчатых поясов, надвиговых зон, дайковых полей, гранитоидных поясов, а также горных цепей, долин, русел рек, которые при горизонтальном перемещении либо дугообразно изгибаются в плане, либо образуют каскады лежащих ступеней. Именно по ним замеряются амплитуды сдвига и выясняется их возраст. Одновременно с горизонтальными перемещениями крылья разлома двигаются и по вертикали вверх—вниз, но эти колебания незначительны и носят шарнирный характер с опусканием то одного крыла, то другого.

Если горизонтальные движения происходили длительно и конседиментационно, то в крыльях сдвига по его простиранию наблюдаются скачкообразные изменения в мощностях и составе отложений, которые по мере удаления от разлома исчезают. В таких случаях амплитуда сдвига оказывается тем больше, чем по более древним отложениям она измерена.

В крыльях конседиментационных сдвигов часто развиваются зоны поднятий и опусканий, как бы оперяющих главный сместитель. Участки максимального прогибания, отмеченные увеличенными мощностями отложений, с переходом от древних толщ к молодым закономерно мигрируют вдоль сместителя сдвига в направлении движения того или другого крыла. Присдвиговые складки также развиваются конседиментационно, что приводит к увеличению мощностей отложений в мульдах синклиналей и уменьшению их на сводах антиклиналей. Соответственно смещению крыльев в них происходит так называемое перекачивание осей. По продолжительности конседиментационных присдвиговых изменений во впадинах и складках можно определить и продолжительность активного проявления сдвига. О времени его проявления можно судить, наконец, по возрасту косо внедрившихся около него малых интрузий, даек, жил и т.п.

Надвиговые зоны построены иначе. Главная поверхность смещения залегает наклонно, а местами полого и даже горизонтально, поэтому в плане она имеет форму кривой или дугообразной линии, выпуклой в сторону движения масс. Главная поверхность сопровождается рядом дополнительных, которые перекрывают друг друга иногда на десятки километров и придают общей структуре надвиговых зон очень сложный рисунок.

Надвиги почти во всех случаях сопровождаются разного рода меланжем и сильно сжатыми складками нескольких порядков, опрокинутыми в сторону общего движения масс. Характерны также лежащие складки, в которых пласты находятся в перевернутом залегании. Дополнительные надвиговые и взбросовые поверхности сильно нарушают складчатую структуру, так что надвиговая зона в поперечном сечении выглядит, как система наклоненных и деформированных чешуй-пластин с признаками сдавливания и дислокационного метаморфизма. Встречающиеся в зонах надвигов покровы смяты в сравнительно пологие складки, также осложненные дополнительными разрывами, среди которых много "ныряющих" надвигов; последние иногда принимают за пологие сбросы. Проявление дислокационного метаморфизма в покровах более слабое, а местами он может и совсем отсутствовать.

Главная особенность надвиговых структур — скупенность и сближение в них фациальных зон разного происхождения и возраста, по которым можно судить об истинных масштабах горизонтальных перемещений. Эти зоны в результате тектонических перекрытий то сужаются и постепенно выклиниваются по простиранию, то внезапно исчезают или меняются между собой местами, так что наиболее глубоководные фации оказываются ближе к континентальным и области сноса, чем прибрежные. При этом можно иногда проследить, как одна и та же фациальная зона скрывается под дугообразным надвигом и затем выходит из-под него через некоторое расстояние.

К надвиговым зонам пространственно часто тяготеют гранитоидные интрузии, которые либо следуют вдоль надвиговых поверхностей, либо несколько от них отступают. Очевидно, надвигание сопровождается воздыманием и дроблением участков земной коры, что и влечет за собой образование необходимого для интрузий камерного пространства. Весь этот процесс приводит к увеличению мощности земной коры.

Возрастные пределы надвиговых перемещений устанавливаются по изменению вовлеченных в надвигание фациальных зон. Известно, например, что положение и ориентировка таких зон с возрастом закономерно изменяются — они поворачиваются в горизонтальной плоскости и, сближаясь, меняют положение соответственно надвигу, причем тем больше, чем древнее будут рассматриваемые отложения. В разрезах через крупнейшие надвиги и смежные структуры отчетливо фиксируется миграция зон наибольшего прогибания (воздымания) в сторону надвигания. Впадины, заполненные более древними отложениями, оказываются в тылах надвигов, тогда как впадины более молодые располагаются ближе к их фронтальным частям. Амплитуда "перекатывания" впадин может достигать десятков километров. При этом отдельные маркирующие горизонты от тыловых частей надвигов к фронтальным и далее вкрест простирания постепенно поднимаются вверх по разрезу и занимают в нем наклонное (под надвиг) положение. Непосредственным же указанием на длительное развитие надвига является увеличение его амплитуды с переходом от молодых к более древним отложениям нарушенного разреза.

С надвигами в ряде участков Центрального Казахстана ассоциируют взбросы, наклон поверхностей которых превышает 60° . Многие надвиги вверх по разрезу "выкручиваются" до взбросов или, наоборот, становятся более крутыми с глубиной.

В более или менее чистом виде взбросы характеризуются следующими особенностями: 1) сокращение земной поверхности в взбросовых зонах достигается одновременным смещением пород и по горизонтали, и по вертикали, причем горизонтальная составляющая может быть несколько меньше вертикальной; 2) кривизна взбросовых поверхностей в плане и разрезе значительно меньше кривизны надвиговых поверхностей; 3) наибольшая амплитуда горизонтальных перемещений при взбросах не превышает 5–10 км; 4) складчатость взбросовых зон преимущественно крутая, соответствует наклону взбросовых поверхностей и преимущественно с односторонней асимметрией; 5) конседиментационное "перекатывание" структур в горизонтальном направлении не выходит за рамки двух смежных структурно-фациальных зон; 6) дислокационный метаморфизм может быть более значительным, чем вблизи надвигов при меньшей ширине метаморфизованных зон.

В некоторых районах нарушения, похожие на взбросы, сопряжены со сбросовыми нарушениями. Эти районы, например в Северном Тянь-Шане, характеризуются не сокращением земной поверхности, а, напротив, расширением. Подобные "взбросы" следует называть обратными сбросами. Они в настоящей работе не рассматриваются.

Последняя группа разломов с горизонтальным перемещением масс — раздвиги — наиболее резко отличается от всех других и является их полной противоположностью.

Раздвиги развиваются в условиях горизонтального растяжения и сопровождаются довольно специфическими нарушениями. Одни из них, наиболее простые, представлены так называемыми безамплитудными разломами и зонами дробления без заметной вертикальной составляющей смещения. Другие заполнены магматическим материалом и вытягиваются на значительные расстояния в виде даек и жил с идентично построенными краевыми частями. Иногда подобные дайки ограничивают со всех сторон большие и маленькие блоки, указывая на их формирование в условиях всестороннего горизонтального растяжения. Третьи, еще более крупные раздвиговые нарушения, представляют собой удлиненные прогибы, заполненные вулканогенными или осадочными толщами большой мощ-

ности. Здесь широко развиты системы мелких раздвиговых швов, которые местами дополняются своеобразными складками, в вертикальных разрезах имеющими форму двояковыпуклых или двояковогнутых линз. В основании таких прогибов глубинные геофизические слои характеризуются изменчивой мощностью, с чередованием пережимов и раздувов, что является, вероятно, результатом горизонтального перетекания вещества горных пород. Наиболее характерная черта крупных раздвигов — расположение позади (в тылах) региональных покровно-надвиговых зон.

Краткая характеристика крупнейших разломов

Разломы Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня в общей сети разломов территории СССР образуют автономную систему, которая охватывает огромную, изометричных очертаний глыбу размером 1600 x 1000 км и отделенную от других систем протяженными глубинными швами (рис. 4).

В течение палеозоя, в разные интервалы времени, почти по всем крупным разломам Казахско-Северотяньшаньской системы происходили горизонтальные движения, зафиксированные как смещением положением отдельных литофациальных и структурно-формационных зон или частей, так и, соответственно, их структурными рисунками, обусловленными распределением на земной поверхности осей складок, второстепенных разрывов, трещин, даек и т.п.

Сведения о горизонтальных перемещениях глыб земной коры по конкретным разломам публиковались в целом ряде работ, поэтому сейчас представляется целесообразным показать только основные параметры таких разломов, сведенные нами, по последним данным, в табл. 1.

Длина разломов с горизонтальным перемещением крыльев колеблется от многих десятков до первых сотен километров, не превышая однако 600–700 км (Джалаир-Найманский, Чингизский). Ширина составляет 5–20 км, иногда больше, причем наиболее широкие разломы характеризуются средними значениями длины (Спасский, Центрально-Казахстанский), а некоторые максимально протяженные разломы, как, например, Чингизский, отличаются сравнительно небольшой шириной. Как правило, надвиговые зоны значительно шире сдвиговых. Так же широки и отвечающие надвигам раздвиговые зоны (например, Токрауская).

Глубина разломов для времени горизонтальных перемещений довольно проблематична. Если опираться только на геофизические данные, допуская, что изменения глубинных слоев, особенно начиная с поздних стадий палеозойского развития, до современной эпохи незначительны, то можно заключить, что глубины различных разломов были очень неодинаковы. Одни из разломов достигали всего лишь "гранитного" слоя (Спасский, Актасский), другие — "базальтового" слоя (Западно-Улутавский, Чингизский), третьи — верхней мантии (Главный Каратауский, Центрально-Казахстанский). Изменчивая, разная глубина была свойственна как сдвигам, так и надвигам, причем самые глубокие из разломов (мантийные) не всегда были самыми протяженными.

Более или менее доказанная амплитуда горизонтальных перемещений не превышает 150–200 км (Ерментау-Кендыктасский разлом), в большинстве же случаев она составляет десятки километров. В сопряженных сдвиго-надвиговых (Успенско-Актаская) или надвиго-раздвиговых (Успенско-Токрауская) зонах сдвиги и надвиги или надвиги и раздвиги равновелики. В зонах нарушений промежуточного типа (сбросо-сдвиги, взбросо-надвиги, взбросо-сдвиги) величина горизонтального смещения значительно снижается (Жаратау, Улутау).

Амплитуда вертикальных перемещений, сопутствовавших горизонтальным, колеблется от 0 до 10 км, что устанавливается сопоставлением стратиграфических разрезов крыльев разлома. Наибольшие ее значения отмечаются для зон Западно-Улутавского, Сарысуевского и Спасского разломов. Нередко вертикальная амплитуда сильно изменяется по простиранию разлома, например в Джалаир-Найманской зоне — от 2 до 8 км, либо вертикальные подвижки, как уже

Таблица 1
Основные свойства разломов Казахстана и Северного

Индекс	Название	Порядок	Длина, км	Ширина, км	Глубина относительно геофизических слоев, по данным ГСЗ	Время заложения
1	2	3	4	5	6	7
БА	Барлыкколь-Атансорский	II	300	7-15		Pt
Ак	Акканбур-лукский	II	200	5-10		Pt
Дк	Джарканина-гачский	II	>100	~ 5		Pt
ЗУ	Западно-Улутавский	I	>300	5-10	Б	Pt
Кд	Каиндинский	II	300	20	Г	Pz ₂
ГК	Главный Карагауский	I	500	5-10	М	Pt
Ит	Ичкелетауский	II	300	5-10		Pt
Сл	Селетинский	I	150	10-20	М	Pz ₁
Ср	Сарысуйский	I	200	~ 10		Pz ₁
ДН	Джалаир-Найманский	I	600-700	5-15	Б	Pz ₁
Аг	Ангренсорский (Шидертинский)	I	350	10-15	Б	Pz ₁
Сп	Спасский	II	250	15-25	Г	Pz ₂
БК	Байдаулет-Карасорский	II	300	5-10	М	Pz ₁
Тм	Тектурмасский	II	350	10-15	М	Pz ₁
Жт	Жаксытагалинский	II	>150	6-16	Б	Pz ₂
АА	Аксоран-Акджальский	III	150	10		Pz ₂

Тянь-Шаня на стадии горизонтальных перемещений

Кинематический тип	Возраст горизонтальных перемещений	Амплитуда по горизонтали, км	Амплитуда по вертикали, км	Магматизм стадии горизонтальных перемещений	Литературный источник
8	9	10	11	12	13
Правый сдвиг	Pz ₂	10-12	-	Кислый	В.С. Зайка-Новачкий, В.А. Цуканов (1966)
"	Pz ₂	50-100	-	Смешанный	О.А. Мазарович (1953), Геология СССР... (1972)
Надвиг	Pz ₂	-	-	"	Е.Д. Шлыгин (1932), Д.С. Кизевальтер, М.В. Муратов (1959)
Взбросо-надвиг	Pz ₂₋₃	5-10	8-10	Кислый	А.Л. Книппер (1963), Ю.А. Зайцев, Т.Н. Хераскова (1971)
Сбросо-сдвиг	Pz ₂	-	2-3	"	А.Е. Михайлов (1959)
Взбросо-сдвиг, левый	Pz ₂ , Kz	15-16	5-7	Смешанный	В.В. Галицкий (1967), Н.И. Николаев (1959)
Правый сдвиг	Pz ₁	-	-	"	В.В. Киселев, В.Г. Королев (1964 а, б)
Надвиг	Pz ₂	> 10	-	"	Р.А. Борукаев (1955), В.С. Звонцов (1971)
Сдвиго-надвиг	Pz ₃	150-200	~ 10	-	О.А. Мазарович (1961); А.И. Суворов (1973 в)
Правый сдвиго-взброс	Pz ₂₋₃	130-150	2-8	Кислый	Н.Г. Маркова (1961), А.И. Суворов (1968, 1971)
Левый сдвиг	Pz ₂	-	-	Смешанный	Р.А. Борукаев (1955), С.М. Бандалетов (1961); О.А. Мазарович (1963)
Надвиг	Pz ₃	30-40	5-10	-	М.П. Русаков (1930), Г.Ц. Медоев (1939); А.И. Суворов, С.Г. Самыгин (1965), Ю.Ф. Кабанов (1971)
Левый сдвиг	Pz ₂	70	2-5	Кислый	А.И. Суворов (1963)
Сдвиго-надвиг	Pz ₂	50	3-5	"	А.И. Суворов (1973 б)
Надвиг	Pz ₃	15-20	~ 3	-	М.П. Русаков (1930), А.И. Суворов (1961)
Правый сбросо-сдвиг	Pz ₃	< 10	4-5	Кислый	А.В. Лукьянов (1961)

1	2	3	4	5	6	7
Ас	Атасуйский	I	>300	5-10		Pz ₁
Акт	Актогайский	II	150		Г	Pz ₃
Ат	Актасский	II	350-400	10-20	Г	Pz ₂
ЦК	Центрально-Казахстанский	II	400	15-30	М	Pz ₂
НА	Найманжал-Ащисуйский	I	600	5-15		Pz ₂
Чг	Чингизский	II	600	5-10	Б	Pz ₁₋₂
Ач	Акчатауский	I	250	5-15	М	Pz ₁
Дж	Джунгарский	II	400	5	Б	Pz ₂
ГТШ	Главный Тянь-Шаньский	I	>500	5-15		Pt

8	9	10	11	12	13
Правый сдвиг	Pz ₃	150	3-5	Кислый	Н.Г. Маркова (1961), В.Ф. Беспалов и др. (1965), А.И. Суворов (1973 в)
Раздвиг	Pz ₃	-	-	"	В.Ф. Беспалов и др. (1965), А.И. Суворов (1969)
Правый сдвиг	Pz ₃	15-20	1-2	"	М.И. Александрова (Геологическое строение..., 1960), А.И. Суворов (1961, 1962)
Сбросо-сдвиго-взброс	Pz ₃	10-15	5	"	В.Я. Кошкин (1969), В.Ф. Беспалов (1971); А.И. Суворов, С.Г. Самыгин, (1969)
Взбросо-сдвиг	Pz ₃	-	-	"	В.Ф. Беспалов и др. (1965)
Правый сдвиг	Pz ₂₋₃	100	3-5	"	А.И. Суворов (1963, 1968), С.Г. Самыгин (1974), А.И. Суворов, С.Г. Самыгин (1966)
Надвиг	Pz ₂	15-20	3	"	С.Г. Самыгин (1974)
Правый сдвиг	Pz ₃	30	2-4	Смешный	В.С. Войтович (1963)
Взбросо-надвиг	Pz ₂₋₃	5-15	-	"	В.А. Николаев (1933), Е.И. Зубцов (1956), А.Г. Ласовский (1958); А.В. Пейве (1945)

кайнозойских подвижек, происходивших в условиях платформенного развития, то они были в основном сдвиговыми с очень небольшой амплитудой (сотни метров).

Магматизм зон разломов на стадии горизонтальных перемещений преимущественно кислый диорит-гранитового и андезит-дацит-липаритового состава. Это характерно главным образом для позднего палеозоя. Однако в среднем и раннем палеозое с разломами было связано внедрение и более основных пород, особенно в западных районах Центрального Казахстана. Известны, например, позднеордовикские андезито-базальтовые комплексы Байконурского, Конского и Калмыккульского синклиналиев и базальтовый (Бельгаашский) комплекс Степнякского синклинария. В Шидертинской и Селетинской зонах отмечаются андезито-базальтовые комплексы раннего девона. Ишимский магматический комплекс раннего-среднего девона содержит тела ультрабазитов и щелочных габброидных пород (Геология СССР, том XX, 1972). Интрузии более свойственны надвиговым зонам, а эффузии — раздвиговым и сбросо-сдвиговым.

Интересно сопоставить состав магматических пород в зонах разломов с глубиной последних по геофизическим данным. Выясняется, что некоторые мантийные или базальтового уровня разломы сопровождались магматизмом смешан-

ного состава, от основного и ультраосновного до кислого (Главный Каратауский, Селетинский, Ангрensorский, Джунгарский и др.). В то же время кислый магматизм не всегда локализовался в разломах только гранитного уровня, проявляясь и в более глубоких разломах (Западно-Улутавский, Жаксытагалинский, Чингизский и др.). Может быть, это объясняется глубинным происхождением некоторых кислых интрузивных пород или же магматические очаги имели небольшие размеры и находились не в корневых зонах разломов, а выше.

Некоторые сдвиго-надвиговые разломы в палеозое объединялись в крупные шовные зоны длиной до 2000 км. Одна из таких зон (см. рис. 4) образована Западно-Улутавским, Главным Каратауским и Главным Тянь-Шаньским разломами; она ограничивала область каледонид с северо-запада, запада и юга. Другая зона — разломы Селетинской, Сарысуйской и Джалаир-Найманской (Ерментау-Кендыктасская зона) ограничивала каледониды с востока; ее длина превышает 1500 км. Третья зона включала в себя разломы Ангрensorский (Шидертинский), Сарысуйский и Атасуйский, которые до настоящего времени служат границей собственно герцинид.

Краевые разломы каледонид и герцинид следует считать разломами I порядка, внутренние же, соответственно их размерам — II и III порядков. В современном

тектоническом рельефе каледониды и герциниды непосредственно соприкасаются только на Сарысу-Тенизском водоразделе (по Сарысуйскому разлому), к северу же и югу от последнего между этими структурными образованиями протягиваются переходные каледонско-герцинские глыбовые зоны, перекрытые и значительно переработанные при надвигании герцинид на каледониды (Суворов, 1973в).

Тектоническое положение разломов в среднем и позднем палеозое

Расположение сдвигов, взбросов, надвигов и раздвигов на территории Центрального Казахстана и Северного Тянь-Шаня контролировалось существованием очень крупных, спаренных структурных форм — дугообразного в плане поднятия и сопряженной с ним овальной депрессии, на площади которых и формировались эти разломы.

Известно, например, что в конце ордовика, силуре и большей части девона на западе и юге Центрального Казахстана существовало дугообразное Кокчетав-Северотяньшаньское поднятие. Длина его составляла почти 2000 км, ширина — 200—400 км. Одновременно в полукружье этого поднятия (к востоку от него) заложилась обширная (1000 x 800 км) Джунгаро-Балхашская эвмногеосинклинальная область. Вместе они составляют структурную пару "фронтальное поднятие — тыловая депрессия" (рис. 5; см. вкладку). Формирование поднятия отмечено полным прекращением седиментации и внедрением гранитоидных и более основных пород; в депрессии же шли мощные процессы вулканизма и накопления разнообразных по составу отложений (осадочные толщи, девонская порфириновая формация, основные эффузивы). Общая амплитуда вертикальных движений в зоне перехода от поднятия к депрессии составляла не меньше 10—15 км.

Геофизические исследования показали, что Кокчетав-Северотяньшаньское поднятие, по сравнению с Джунгаро-Балхашской депрессией, характеризуется увеличенной мощностью "базальтового" слоя. В пределах Кокчетавского массива, например, мощность "базальтового" слоя достигает 35 км, в Улутау — 30 км и в Северном Тянь-Шане — до 40 км. В депрессии же эта мощность измеряется в 23 (район Караганды) — 27 км (Балхашская глыба), а в Токрауской впадине колеблется от 18 до 26 км.

Краевой шов, ограничивавший дугообразное Кокчетав-Северотяньшаньское поднятие с запада и юга (разломы Западно-Улутавский, Главный Каратауский и Главный Тянь-Шаньский), представлял собой взбросовое или взбросо-надвиговое нарушение. Внутренние же разломы проявлялись либо как сдвиги (Барлыкколь-Атансорский, Акканбурлукский, Ичкелетауский и др.; см. табл. 1), либо как надвиги (Джарканнагачский и др.). Вместе с тем здесь же местами возникали и сбросовые нарушения (разломы Акканбурлукский, Каиндинский, Ичкелетауский и др.), особенно характерные для девонского времени. В Джунгаро-Балхашской депрессии, наоборот, преобладали сбросо-раздвиговые и сбросо-сдвиговые нарушения (Шидертинская, Успенская и другие зоны), контролировавшие вулканические излияния. Эти разломы подчеркнули овальную форму депрессии и обусловили ее мозаично-глыбовое строение.

Следующая структурная пара, меньшего размера, возникла в конце девона и активно проявлялась в позднем палеозое (рис. 6; см. вкладку). Позитивную ее часть составляло Атасу-Тектурмасское поднятие, подобно Кокчетав-Северотяньшаньскому дугообразно выгнутое к западу. Длина Атасу-Тектурмасского поднятия несколько превышала 1000 км, ширина находилась в пределах 100—300 км и более. Негативной частью структурной пары в полукружье поднятия стала Токрау-Северобалхашская депрессия длиной 600 км и шириной от 300 до 500 км, имевшая неправильно округлые очертания.

Дополняя друг друга, Атасу-Тектурмасское поднятие и Токрау-Северобалхашская депрессия в то же время отличались между собой по ряду параметров. В пределах первого в позднем палеозое, как показано на рис. 6, широко распространился гранитоидный магматизм и контуры седиментации резко сузились до отдельных обособленных и очень неглубоких мульд. Во второй же по всей ее площади фор-

мировались дацит-липаритовые и туфогенно-осадочные толщи мощностью до 4–5 км. Гранито-интрузивный магматизм имел подчиненное значение, причем все гранитные тела оказались парагенетически тесно связаны с эффузивными покровами. В отличие от среднепалеозойской структурной пары и на поднятии, и в депрессии основного магматизма почти совсем не было. Примечательно, что здесь контрастные изменения в мощностях с переходом от депрессии к поднятию испытывает не "базальтовый" слой, а "гранитный", который в пределах поднятия имеет увеличенную мощность — до 19–22 км к северу и югу от Караганды и 22–25 км севернее Алма-Аты, а в депрессии — уменьшенную, 13–16 км в Балхашской глыбе.

Разломы Атасу-Тектурмасского поднятия простирались в северо-западных и северо-восточных румбах, будучи более или менее параллельны его дугообразной оси. Краевой западный шов, в котором соединились разломы Джалаир-Найманский, Сарысуйский и Ангрensorский, представлял собой взбросо-надвиг, местами взбросо-сдвиг с общей амплитудой до 150–200 км, направленный на восточную окраину каледонид. Внутренние разломы — Спасский, Жаксытагалинский (Успенский), Атасуйский и др. — отражались в тектоническом рельефе исключительно в виде сдвигов и надвигов амплитудой в десятки километров. Разломы Токрау-Северобалхашской депрессии располагались менее упорядоченно, в виде мозаичной сетки при преобладающем значении северо-западных простираний. Основной кинематический тип разломов — раздвиги (Актогайский), сбросо-сдвиги (Актасский) и сбросы (Центрально-Казахстанский). Западная часть депрессии — Токрауская впадина — имела характер крупной раздвиговой зоны с широким развитием кольцевых тектоно-магматических структур.

Структурные пары, как показывает изложенное, возникали в Казахстане и в среднем, и в позднем палеозое, и на каждой стадии развития их основные свойства повторялись. Вкратце они сводятся к следующему: 1) поднятие имело дугообразную в плане форму с более или менее упорядоченным расположением разломов, тогда как депрессия была выражена в виде овала или ромба с мозаично-глыбовым внутренним строением; 2) сопряженные поднятие и депрессия, как и отвечавшая им сетка разломов, развивались строго синхронно; 3) поднятие формировалось в условиях тангенциального сжатия, с широким проявлением сдвигов, надвигов и взбросов, депрессия — в условиях тангенциального растяжения, с образованием раздвигов, сбросов и сбросо-сдвигов; 4) площадь поднятия в современных границах идентична площади сопряженной с ним депрессии, что свидетельствует о равенстве вовлекавшихся в движение по разломам здесь и там объемов земной коры; 5) амплитуды сдвиго-надвиговых перемещений в пределах поднятия более или менее равны амплитудам раздвиговых перемещений в депрессии; 6) поднятию свойственны проявления интрузивного магматизма, депрессии — извержения главным образом эффузивов.

Таким образом, и в среднем, и в позднем палеозое сетка разломов каждой из депрессий была как бы дополнением сетки разломов соответствующего по возрасту поднятия, а вместе они, очевидно, всякий раз составляли единую динамическую систему. Среднепалеозойская система была лишь больше по размерам и характеризовалась не только кислым, но и основным магматизмом, тогда как позднепалеозойская система имела меньшую площадь и сопровождалась магматизмом преимущественно кислого состава.

Особенное внимание в структурных парах привлекает дифференцированное размещение разломов — преимущественно сдвигов и надвигов на поднятиях и раздвигов и сбросо-сдвигов в депрессиях. Интересна также удивительная соразмерность амплитуд надвигов, сдвигов, раздвигов и зон продольного растяжения, замеренных в самых различных участках Казахстана. Так, например, минимальная суммарная амплитуда надвигов Спасской, Тектурмасской и Жаксытагалинской зон составляет 75–100 км. Амплитуда продольного растаскивания линзовидных глыб в полосе между Джалаир-Найманским и Атасуйским разломами равна 100 км, при горизонтальной амплитуде Джалаир-Найманского сдвига — около 150 км. Величина перекрытия структур с промежуточным каледонско-герцинским типом разреза земной коры (Атасуйский район) составляет 150–200 км. Наконец, ширина Токрауского

раздвига, расположенного в тылах Спасско-Успенской надвиговой системы, колеблется от 75 до 150 км. Все это свидетельствует о взаимосвязанности и взаимообусловленности разного рода горизонтальных движений и является еще одним доказательством реальности их существования на территории Казахстана в палеозое.

Общая динамика и механизм горизонтальных перемещений по разломам

Тесная сопряженность крупнейших депрессий и поднятий Казахстана и Северного Тянь-Шаня может рассматриваться, как указание на генетическую взаимосвязь горизонтальных и вертикальных движений по разломам.

Многие местные поднятия (горсты, горст-антиклинали) и впадины (грабены, грабен-синклинали) с вертикальным смещением по разломам до 2–3 км, как оказалось, располагаются либо вблизи сдвигов (Спасская зона), либо в зонах сдвиговых напряжений (Сарысу-Тенизский водораздел), будучи ориентированы в соответствии с действием горизонтальной пары сил. В зонах сбросов, оперяющих крупные сдвиги, располагаются вулканические аппараты (Актас, Чингиз), а также поднятия с гранитными интрузиями (Атансор, Чингиз и др.). Некоторые негативные формы прилегают к тыловым частям надвиговых зон. Таков, к примеру, Токрауский прогиб, заложившийся позади Успенского и Спасского надвигов. Как уже отмечалось выше, он представляет систему позднепалеозойских раздвигов, дайковых полей, кольцевых структур обрушения и других вулканических построек, тогда как система Успенского и Спасского надвигов для этого же времени должна рассматриваться, как зона воздымания и скупивания.

Каковы же количественные соотношения горизонтальных и вертикальных движений в палеозойском развитии Казахстана и Северного Тянь-Шаня?

В зонах наиболее крупных разломов амплитуда горизонтальных перемещений превышает амплитуду вертикальных перемещений, по крайней мере, на порядок. В зоне Джалаир-Найманского разлома, например, вертикальная и горизонтальная составляющие соотносятся, как 7 к 150, Чингизского – 5 к 100, Жаксытагалинского (Успенского) – 3 к 20, Центрально-Казахстанского – 5 к 15 и т.д. (см. табл. 1). Наибольшая из известных в Казахстане сбросовая амплитуда достигает 9–10 км (Байконурский прогиб), наибольшая сдвиго-надвиговая – 150–200 км (Ерменту-Кендыктасский шов). Все это подтверждает высказанную в ряде работ точку зрения об определяющей роли в тектонических процессах горизонтальных перемещений.

Увеличение мощности глубинных слоев – “базальтового” в Кокчетав-Северотяньшаньском поднятии и “гранитного” в Атасу-Тектурмасском (по сравнению с сопряженными с ними депрессиями), преобладающая роль сдвиго-надвиговых нарушений на площади этих поднятий и сбросо-раздвиговых в депрессиях и, наконец, их амплитудная соразмерность – все это указывает на то, что первопричиной региональных горизонтальных перемещений было глубинное перераспределение материала земной коры и верхней мантии, а именно – его отток из-под овальных депрессий и нагнетание в дугообразные поднятия. Важная роль в этом процессе принадлежала краевым взбросо-надвиговым швам, ограничивавшим дугообразные поднятия, – Западно-Улутавскому, Главному Каратаускому и Главному Тянь-Шаньскому в среднем палеозое и Селетинскому, Сарысуйскому и Джалаир-Найманскому в позднем палеозое, которые с глубиной, вероятно, вышлоаживались, сливаясь с границами глубинных слоев (рис. 7).

На формировании облика тектонических структур и состава участвующих в их строении магматических пород существенно сказывалась глубина тех генеральных поверхностей, по которым происходили горизонтальные перемещения масс земной коры.

В литературе уже отмечалось, что глубина “корней” частных структур зависит от их ареальных размеров. Исходя из этого можно предположить, что система Кокчетав-Северотяньшаньское поднятие – Джунгаро-Балхашская депрессия, с общей площадью 16×10^5 км², значительно глубже системы Атасу-Тектурмасское

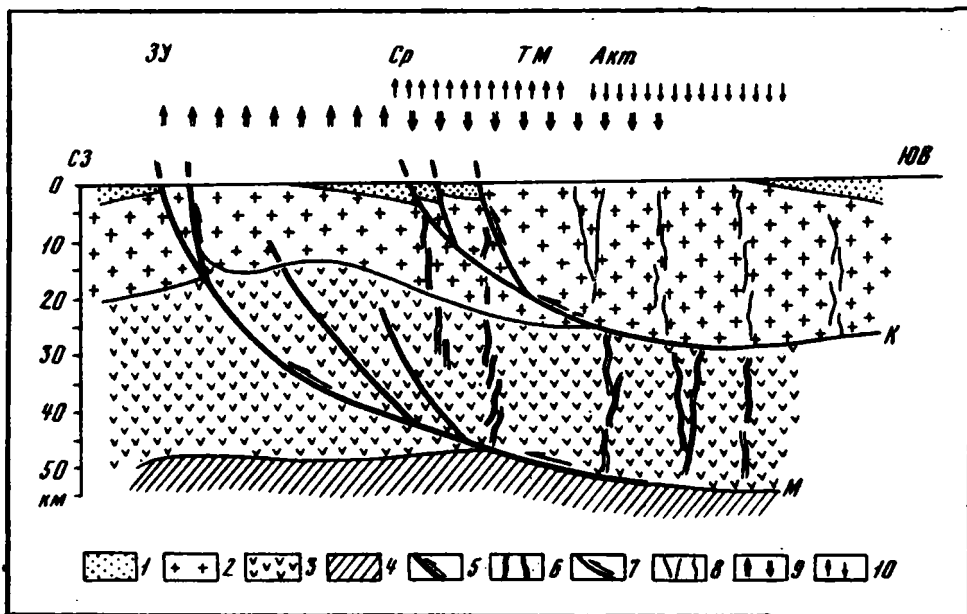


Рис. 7. Гипотетический профильный разрез глубинной структуры Центрального Казахстана

1 – осадочный слой; 2 – “гранитный” слой; 3 – “базальтовый” слой; 4 – верхняя мантия; 5 – сдвиго-надвиговые нарушения среднего палеозоя; 6 – сбросо-раздвиговые нарушения среднего палеозоя; 7 – сдвиги и надвиги позднего палеозоя; 8 – сбросы и раздвиги позднего палеозоя; вертикальные движения; 9 – среднего палеозоя, 10 – позднего палеозоя

поднятия – Токрау-Северобалхашская депрессия, общая площадь которой равна $4,5 \times 10^5 \text{ км}^2$, т.е. меньше почти в 4 раза.

Существование первой из названных систем, как указывалось выше, ограничивалось рамками среднего палеозоя. На это же время пришлось и активность наиболее значительных взбросовых и сдвиго-надвиговых зон – Главной Тянь-Шаньской, Западно-Улугавской, Шидертинской, Тектурмасской и др., в строении которых важная роль принадлежит продуктам разрушения наиболее глубоких слоев (гипербазитовый и кремнисто-диабазовый меланж). С другой стороны, отвечающие им раздвиговые и сбросовые нарушения содержат силурийско-раннедевонские эффузивы основного ряда. Вероятнее всего основание этой системы располагалось либо в самых низах земной коры, либо даже выходило за ее пределы, а в современном разрезе находится на глубине 50–60 км.

Более поздняя система, состоящая из сопряженных Атасу-Тектурмасского поднятия и Токрау-Северобалхашской депрессии, характеризуется другими параметрами. Принадлежавшие в позднем палеозое этой системе активные сдвиго-надвиговые зоны (Спасская, Успенская и др.) сложены главным образом динамосланцами, возникшими по вулканогенно-осадочным породам девона – нижнего карбона, а отвечающие им структуры растяжения состоят преимущественно из верхнепалеозойских эффузивов среднего – кислого состава. Глубина питающих их очагов, как показали расчеты по коническим вулкано-тектоническим структурам, не превышала 15–20 км. Очевидно, основание этой системы не опускалось ниже поверхности Конрада.

Таким образом, глубинные уровни перемещения масс земной коры и, соответственно, глубины разломов различного кинематического типа в течение и среднего, и позднего палеозоя отвечали размерам возникавших структурных динамопар. По мере развития геосинклинального процесса от эвгеосинклинальной стадии к орогенной они существенно уменьшались (пропорционально уменьшению ареальных размеров структур). Эти уровни в некоторых случаях влияли и на морфолого-кинематический облик разломов, обнажившихся на дневной поверхности. Так,

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 сдвигонадвигами, 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 надвигами; сбросы в позднепалеозойской структуре Атасу-Тектурмасской дуги менее характерны.

* * *

В процессе геосинклиального 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 полуволны).

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 (Ажигрей, 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 (Сеймотектоника..., 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 глубинные 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 будинажные формы образуются на глубинах, превышающих 3–5 км; последние хорошо согласуются с уровнями дислокационного метаморфизма тектонитов (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 относилась дизъюнктивная 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 Олот, 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°), 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 разновозрастных 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 Шарьжалгайский 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 Шарьжалгайского 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 сдвиго-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 Китайских 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 вычисляется.

Анализ керн 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 надвижение 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°), падает в северных румбах. Аллохтон сложен сланцами ильчирской свиты протерозоя, автохтон – известняками монгоштинской 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 левыми 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.

Крупнейшей 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 катаклазитов, 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 , угол $65-70^\circ$), давало основание считать разлом типичным взбросом. Наблюдая морфологическую ступень в рельефе, всякие 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 висячем 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° , осевые поверхности падают на юго-восток под углом 82° . Складки подобного типа ориентированы по двум направлениям: северо-восточному 55° (осевые поверхности

падают на юго-восток под углом 85°) и северо-восточному 68° (осевые поверхности падают на северо-запад под углом 45°). Двухгранный угол между плоскостью смещения Приморского разлома и осевыми поверхностями складок параллельного типа составляет 20° , подобного типа — 24 и 70° . 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 образуется с линией горизонта угол в 80° , что означает превалирование взбросовой компоненты над сдвиговой.

Комплекс будинажных структур зоны Приморского разлома показал, что среднее простирание длинной оси А составляет 50° , ныряние на северо-восток под углом 10° 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 причленения 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°) 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 (Ачитканского) 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. Сушмарная 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 километровой 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° . 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 краевыми 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 ($30\text{--}80^{\circ}$); 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. Бутульдейки до р. Витим. При этом наиболее значительные надвиговые структуры располагаются в пределах Байкальского и Аkitканского хребтов, в верховьях рек Киренга, Улькан, Верхняя и Нижняя Ирель, Окунайка, Савкина, Миля 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 шарьрируемых толщ достигает 3—8 км, а в отдельных участках 10—12 км. Надвигающие 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 шарьрируемых толщ в целом происходило вкост 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 Ажитканского 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 битуджидинской 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, – заложены 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 квазизотропной 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° 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 линейментов 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 см². 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 линейментов 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-

торы, 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 полагаются 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 сопровождались 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.

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 Δg 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. Библина (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 испытывавшая 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: многогеосинклинальной 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 многогеосинклинальные 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 рудо-контролирующих 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 эпитепмальную минерализацию (флюорит, сурьма, золото,

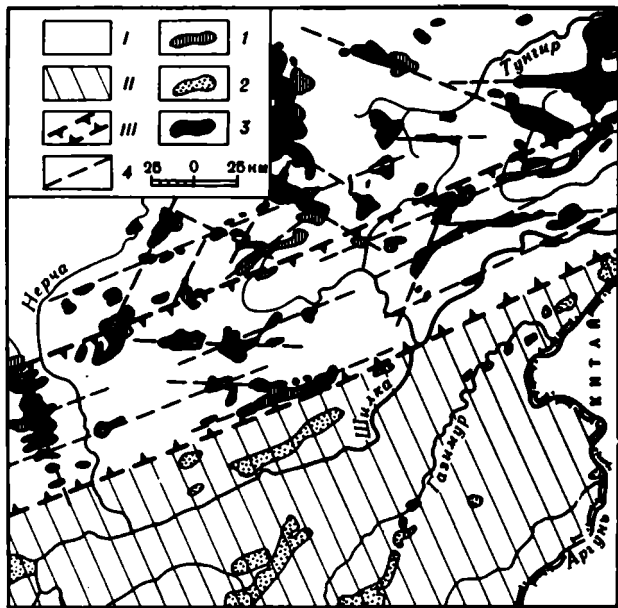


Рис. 9. Пространственное положение Монголо-Охотского глубинного разлома в Восточном Забайкалье в трясе – средней юре

I – область активизации; *II* – Монголо-Охотский геосинклинально-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

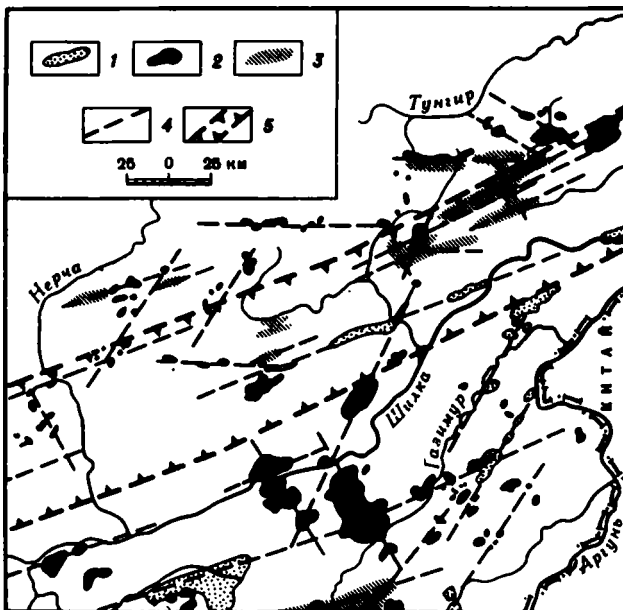


Рис. 10. Пространственное положение Монголо-Охотского глубинного разлома в Восточном Забайкалье в средней – поздней юре

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

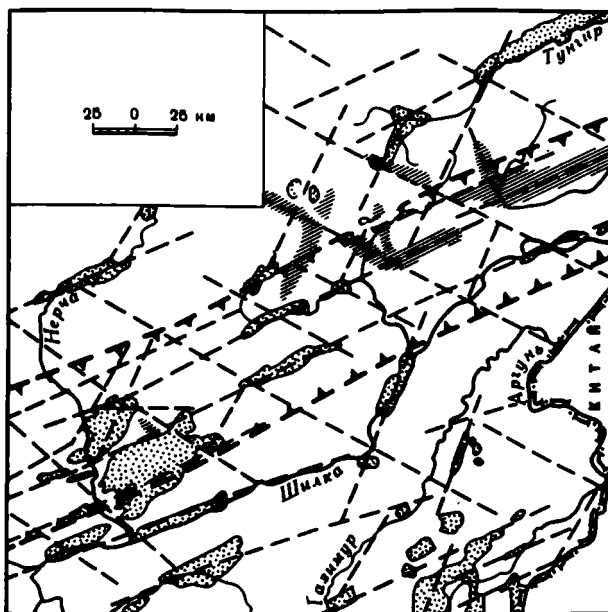


Рис. 11. Пространственное положение Монголо-Охотского глубинного разлома в поздней юре – раннем мелу
Условные обозначения см. на рис. 10

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 напозланию 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 восточнозбайкальском 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. Блюменшвейг 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 ΔT 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 ΔT , как правило, находится в пределах 0–5 миллиэрстед. К третьей категории отнесены районы с отрицательным значением ΔT .

Сопоставляя карту аномального магнитного поля с геологической картой, нетрудно 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 ΔT . 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 ΔT , а с юга – районы с интенсивным знакопеременным полем. В геологическом отношении

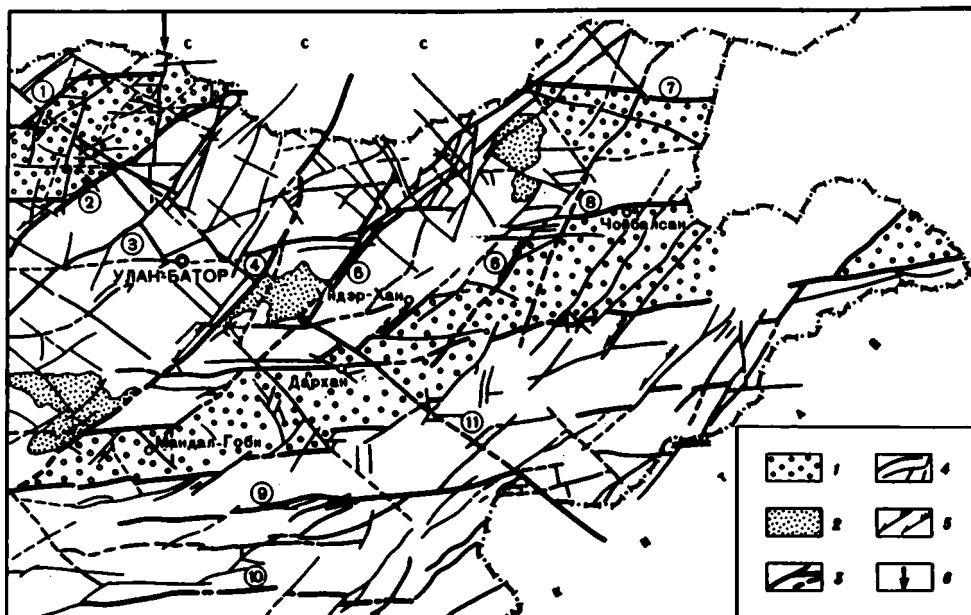


Рис. 12. Схематическая карта разломов Восточной Монголии

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 - Бангольский, 3 - Иуругольский, 4 - Южнохэнтэйский, 5 - Ононский, 6 - Керуленский, 7 - Ульдзинский, 8 - Чойбалсанский, 9 - Ундуршиллинский, 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° . 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 морфо-структурный 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 проницаемости, 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° и 47° 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). — "Д АН 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., Клитин 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. Допаалеозой 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., Мاستюлин Л.А., Менакер Г.Н., Огородников В.Д., Сизников 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.: Александров 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., Лазыко 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 полей 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-Новицкий 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 орогения. М., Изд-во АН СССР.
- Зайцев Ю.А., Хераскова Т.Н. 1971. Строение и условия накопления верхнедокембрических и нижнепалеозойских толщ восточного крыла Байконурского синклизория. — 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 изостазия 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 клипенах 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. Шарьяжк 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 синклиория (Центральный Казахстан). — "Труды ГИН АН СССР", вып. 90.
- Кошкин В.Я.* 1969. Центрально-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".
- Ласковский 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 складовых поднятий байкальского типа. — "Геотектоника", № 2.
- Лустиг 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 Кочетавской областей Казахской ССР. — В кн.: Памяти проф. А.Н. Мазаровича. М., Изв. МОИП.
- Мазарович О.А.* 1961. Сарысуйский 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 plutонитов 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 Юрюзанно-Сыктвенской 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 Свердлов. 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. Орогенетические пояса. М., "Наука", Авт.: Амантов В.А., Борзакоский Ю.А., Лувсанданзан Б., Матросов П.С., Суетенко О.Д., Хасин В.Н., Хуриц Ч.

- Очилов 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., Нечушкин 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 синклинория. — "ДАН АН СССР", 143, № 5.
- Плюснин К.П.* 1962б. О формах складчатых структур Магнитогорского мегасинклинория. — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 37, № 3.
- Плюснин К.П.* 1963а. О субвулканических интрузиях Магнитогорского синклинория 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 палеозондах 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 Актауской 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 Мнии. (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.

ВЕРХОЯНО-ЧУКОТСКАЯ ОБЛАСТЬ

Хотя многие крупные разломы в Верхояно-Чукотской области мезозоида стали уже известны более 20 лет назад, их морфология и кинематика практически не изучались. Обычно утверждалось, что эти разломы являются сбросами (Матвеевко, Шаталов, 1958; Пушаровский, 1960; Тильман, 1962; Тектоническое строение Якутской АССР, 1964; Глубинное строение восточной части..., 1968). Только для некоторых разломов указывалась возможность незначительных сдвиговых перемещений, например по разлому Дарпир Н.А. Богдановым (1963) и Омолонскому К.Б. Сеславинским (1972); в некоторых зонах были известны надвиги и взбросы (Крежевских, 1960; Моралев, Ставцев, 1961; Наумов, 1962).

Кинематика многих разломов может быть установлена не только прямыми геологическими наблюдениями, но и путем статистического анализа зеркал скольжения как в зонах разломов, так и за их пределами (Гусев, 1969). Проведенный статистический анализ заключался в массовом замере азимутов и углов падения плоскостей с зеркалами скольжения, азимутов и углов падения бороздок на этих плоскостях, а также в установлении направления относительного смещения по ним путем наблюдения за одноименными пластами, жилами или при их отсутствии по характеру шероховатости, уступчикам на поверхностях зеркал скольжения. Затем по этим данным составлялись гистограммы, на которых находились максимумы. Если максимум замеров совпадал с азимутом простирания разлома, то делался вывод о том, что главные подвижки в данном разломе происходили в том же направлении. Выводы контролировались рисунком кулис складок и по возможности проверялись прямыми геологическими наблюдениями.

Взбросы и надвиги

Один из самых крупных взбросов — краевой шов, отделяющий восточный склон Сибирской платформы от мезозойских сооружений Верхояно-Чукотской области. Этот разлом состоит из Нелькано-Кыллахского и Западно-Верхоянского фрагментов (рис. 13).

Нелькано-Кыллахский шов состоит из дугообразных Нельканского, Кыллахского, Эбейке-Хаятинского и Крайнего разломов. Общая его протяженность — около 800 км. Плоскости разломов хорошо обнажены на р. Юдоме, в береговых обрывах Кыллахской гряды на реках Алдан и Восточная Хандыга. На р. Юдоме в плоскости разлома соприкасаются среднерифейские и юдомские (вендские) карбонатные толщи. Висячем крыле разлома рифейские строматолитовые известняки и доломиты поставлены на голову и запрокинуты на запад. Породы раздроблены относительно слабо, в числе зеркал скольжения преобладают взбросовые с азимутами падения плоскостей на юго-восток 140° – 160° под углом 50° – 70° (задокументировано только шесть плоскостей с зеркалами скольжения). В лежачем боку вендские и кембрийские отложения раздроблены гораздо сильнее. Юдомские отложения на всю мощность (около 200 м) раздроблены и превращены в тектоническую брекчию, а кембрийские отложения в полосе около 1500 м раздроблены и смяты в дисгармоничные и косые складки, интенсивность

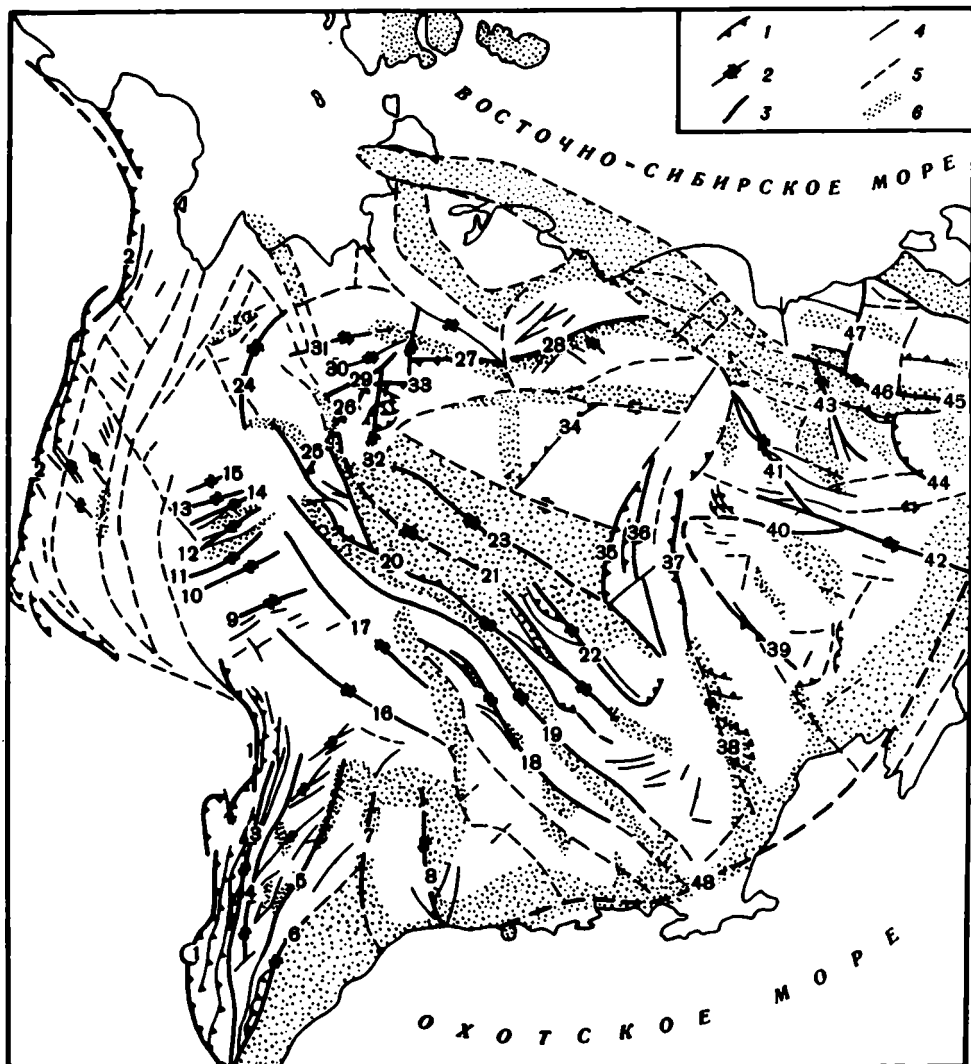


Рис. 13. Схема размещения разломов с горизонтальными перемещениями в Верхояно-Чукотской области

1 — надвиги и взбросы; 2 — сдвиги; 3 — крупные разломы, по которым предполагаются горизонтальные смещения; 4 — прочие разломы, по которым предполагаются горизонтальные смещения; 5 — предполагаемые разломы; 6 — зоны раздвигов. Цифры на схеме: 1 — Нелькано-Кыллахский краевой шов, 2 — Западно-Верхоянский краевой шов; разломы внутри Верхояно-Чукотской области: 3 — Бурхалинский, 4 — Минорский, 5 — Юдомский, 6 — Бялякчанский, 7 — Кетандинский, 8 — Нют-Ульбейский, 9 — Нолучинский, 10 — Сая-Юряхский, 11 — Дербек-Нельгехинский, 12 — Южно-Тирехтяхский, 13 — Халтышский, 14 — Северо-Тирехтяхский, 15 — Эге-Хайский, 16 — Брюнгашинский, 17 — Адыча-Эльгенский, 18 — Чай-Юренский, 19 — Иньяли-Дебинский, 20 — Дарпирский, 21 — Улахан, 22 — Арга-Тасский, 23 — Илль-Тасский, 24 — Янский, 25 — Тирехтяхский, 26 — Налчанский, 27 — Полоусненский, 28 — Улахан-Сисский, 29 — Быдлатский, 30 — Депутатский, 31 — Кюнь-Тасский, 32 — Томмотский, 33 — Берелхский, 34 — Кенкельдинский, 35 — Колымский, 36 — Оссалынский, 37 — Ярходонский, 38 — Омсукчанский, 39 — Коркодонский, 40 — Намадыканский, 41 — Омолонский, 42 — Уш-Урэккенский, 43 — Элганджинский, 44 — Алучинский, 45 — Улымкандийский, 46 — Ярходонский, 47 — Аттыквеемский

которых затухает по мере удаления от плоскости разлома. Главная особенность этих складок состоит в том, что их восточные крылья круче западных, т.е. осевые плоскости складок падают в сторону, противоположную падению плоскости главного разлома. В зоне дробления лежачего бока зафиксировано 104 плоскости с зеркалами скольжения, среди которых пять плоскостей надвигов с практически горизонтальными плоскостями и с направлением движения кровли по азимуту $330-340^{\circ}$, 32 плоскости со взбросовыми зеркалами скольжения, плоскости которых падают по азимуту $330-340^{\circ}$ и $130-150^{\circ}$, установлено 67 плоскостей с правыми и левыми сдвиговыми и взбросо-сдвиговыми зеркалами. По методике М.В. Гзовского (1954), в лежачем боку описываемого разлома определялось положение главных векторов напряжений; при этом было установлено, что вектор промежуточного напряжения ориентирован по азимуту 35° и наклонен к горизонту под углом 30° (среднее из 20 определений) и по азимуту 260° с углом падения вектора 60° . Векторы сжатия ориентированы по азимуту 95° с наклоном к горизонту 40° , по азимуту 135° с наклоном к горизонту 5° и 295° с наклоном к горизонту 5° , а также по азимуту 350° с наклоном к горизонту 70° . Вектор растяжения ориентирован меридионально с наклоном к горизонту $0-10^{\circ}$, по азимуту 120° с наклоном к горизонту 70° . Эти измерения доказывают, что по Нельканскому разлому, кроме надвиговых, взбросовых и сдвиговых подвижек, происходили и сбросовые движения. При этом ориентировка векторов главных напряжений, вероятно, периодически менялась. Это не следует считать противоречием: как показывают данные по механизму очагов современных землетрясений Тихоокеанского пояса, напряжения растяжения и промежуточное могут меняться местами (Поле упругих напряжений..., 1972).

На р. Алдан в висячем крыле обнажаются залегающие моноклинально рифейские отложения, погружающиеся на юго-восток под углом до 40° , а в лежачем боку — юдомские и кембрийские карбонатные толщи, поставленные наголову и смятые в дисгармоничные складки. Здесь имеются малоамплитудные надвиги, плоскости которых падают на восток под углом $30-15^{\circ}$.

В тех фрагментах Нелькано-Кыллахского разлома, которые на поверхность выходят в виде прямых линий или линий, выпуклых на восток, например окраинный разлом на р. Восточная Хандыга, плоскость краевого шва падает на восток под углом $35-45^{\circ}$ (Глубинное строение..., 1968).

Западно-Верхоянский краевой шов протягивается в виде огромной дуги, обращенной выпуклостью на запад. Концы этой дуги располагаются на юге у гор Сетте-Дабан, а на севере в районе устья р. Лены. Южный фланг прослеживается в виде расположенных кулисообразно флексур, переходящих местами в кулису взбросов. Например, такое строение имеет флексура Якутского хребта, где нижнеюрские и триасовые отложения поставлены на голову или опрокинуты в сторону Предверхоянского прогиба (Пушаровский, 1960; Вихерт, 1961).

В районе устья р. Вилюй на правобережье р. Лены, как раз в вершине Верхоянской дуги краевой шов распадается на несколько мелких дугообразных взбросов и надвигов, плоскости которых падают на восток и север. Этот район шириной около 100 км и длиной около 220 км обычно описывается под названием Китчанского поперечного поднятия. Висячие крылья дуговых разломов сложены, как правило, верхнепермскими и нижнетриасовыми отложениями, а лежачие — юрскими. Надвиги, как отмечает А.В. Лейпшиг (1971), определяют структуру этого района. Амплитуда горизонтального перемещения некоторых надвигов достигает 4 км.

На меридиональном отрезке от р. Юндюлюнг до р. Унгуохтах разлом выходит на поверхность в виде прямой линии и геологически выражен одним или двумя сближенными взбросами, плоскости которых падают на восток. На Юндюлюнгском участке, по данным И.М. Сборщикова, горизонтальная амплитуда одного из взбросов достигает 500 м.

Севернее, по рекам Собопол, Сынча разлом выражен в виде краевой флексуры, осложненной малоамплитудными взбросами с углами падения плоскостей на восток $60-70^{\circ}$, и только в районе Дажрджанского выступа закартирова-

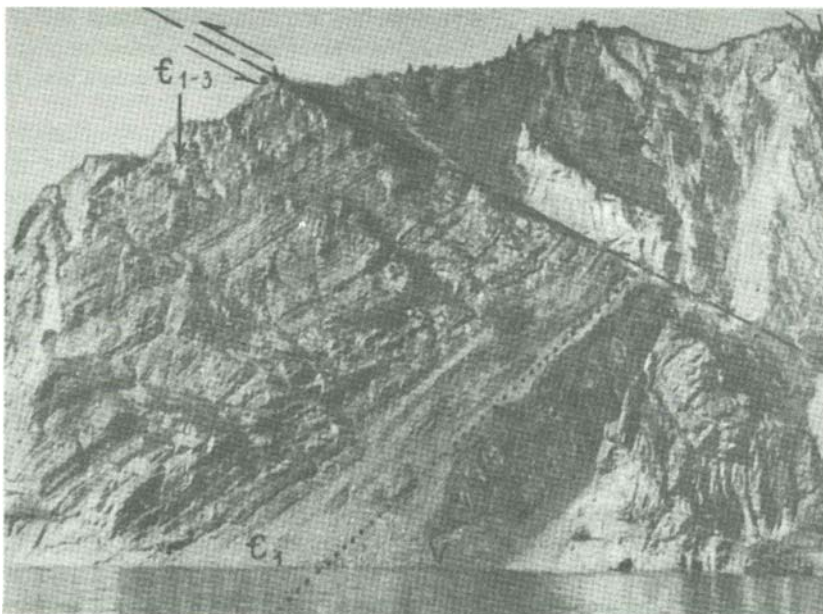


Рис. 14. Общий вид зоны Западно-Верхоянского краевого шва на западном крыле Чекуровской антиклинали. В лежачем крыле – кембрий, в висячем – венд. Хорошо видна плоскость надвига

ны дуговые разломы. А.Н. Наумов (1962) предполагает, что клин средне-верхне-палеозойских отложений здесь надвинут на 6–8 км в западном направлении на меловые толщи.

На северном отрезке краевой шов хорошо обнажен в районе Хараулахского выступа на западном крыле Чекуровской антиклинали. Здесь в обнажениях левого берега р. Лены в районе пос. Чекуровка плоскость разлома падает на восток под углом $30\text{--}35^\circ$ (рис. 14). В висячем крыле залегают опрокинутые на запад доломиты и известняки венда, пронизанные будинированными силлами диабазов; достаточно хорошо развиты дополнительные надвиги с углами падения $10\text{--}35^\circ$ и горизонтальной амплитудой 1–2 м. В лежачем крыле залегают кембрийские, пермские, триасовые, юрские и меловые отложения. Вблизи плоскости разлома породы поставлены на голову, затем они постепенно выполаживаются и на удалении 3 км от плоскости разлома угол падения пород не превышает 15° . В лежачем боку также отмечаются малоамплитудные надвиги; кроме того, здесь устанавливаются и диагональные сдвиги. В плоскости разлома породы раздроблены, мощность зоны дробления составляет 20–30 м, горизонтальная амплитуда надвига 400 м. В зоне разлома и вблизи нее на многих плоскостях с зеркалами скольжения устанавливаются бороздки, идущие в направлении падения главной плоскости, диагональные или по простиранию ее. Например, одна из плоскостей с зеркалами скольжения падает по азимуту 130° под углом 50° , на ней имеются взбросовые борозды с азимутом падения 130° и углом 50° ; эти борозды секут левобоковые борозды с азимутом падения 50° , угол 12° . Эти данные подкрепляются и статистическим анализом направлений векторов напряжений в этом районе. Вектор сжатия ориентирован по азимуту 60° или 250° и 120° или 310° .

Возраст заложения краевого шва остается неясным, хотя с учетом того, что по нему наблюдаются скачкообразные изменения мощностей отложений верхнего протерозоя, можно говорить о верхнепротерозойском заложении этого разлома. Однако как надвиг или взброс этот разлом развивался только в поздней юре и мелу, одновременно со складкообразованием в мезозоидах (Суворов, 1973). Надвигообразование закончилось к неогену, о чем свидетельствует плащеобразное залегание неогеновых отложений Алданской впадины в своде Томпорожской и других струк-

тур, осложненных надвигами (Тектоническое строение Якутской АССР, 1964). Горизонтальная амплитуда по наблюдениям в естественных обнажениях составляет повсеместно 1–2 км, и только на Джарджанском участке она, возможно, достигает 8 км.

Надвиги и взбросы известны и в других частях Верхояно-Чукотской области. Наиболее широко они развиты в Сетте-Дебанском горст-антиклинории, где параллельно Нелькано-Кышлахскому шву протягиваются Гувиндинский, Челатский и Улахан-Бамский взбросо-надвиги, плоскости которых падают на восток. Надвиги и взбросы широко развиты в обрамлении Колымского массива. К их числу относится Булкупутский надвиг в Арга-Тасском поднятии, плоскость которого падает на восток под углом 30° . Здесь девонские известняки надвинуты на каменноугольно-пермские песчаники и глинистые сланцы. Породы висячего крыла практически не раздроблены, а породы лежащего крыла в зоне мощностью свыше 10 м смяты в мелкие дисгармоничные складки амплитудой 5–10 см. Плоскость надвига хорошо пришлифована, борозды на ней ориентированы по падению плоскости, однако хорошо видны и секущие борозды, диагональные к падению плоскости. Амплитуда надвига здесь превышает 1000 м (Тектоническое строение Якутской АССР, 1964).

Надвиги и взбросы давно отмечались на хр. Тас-Хаяхтах. К их числу относится Тирехтяхский надвиг, плоскость которого падает на юго-восток под углом 9–10–20– 30° . В висячем крыле залегают силурийско-девонские известняки, а в лежащем — триасовые и юрские сланцы. В зоне плоскости породы милонитизированы на мощность 20–40 м. Амплитуда горизонтального перемещения здесь, судя по геологической карте, достигает 20 км. Этот разлом интересен тем, что его пересекают меловые гранитоидные интрузии, в пределах которых надвиг не наблюдается. Учитывая то, что надвигом, кроме триасовых, затронуты и верхнеюрские келловейские отложения, время активного надвигообразования следует считать позднеюрско-нижнемеловым, скорее всего неокомским (Крежевских, 1960).

Северо-восточным продолжением Тирехтяхского надвига является Нельчанский, который располагается на междуречье Селеннях и Уяндины, отделяя Полоусненский (Селенняхский горст-антиклинорий Полоусненского синклинория; см. рис. 13). Этот разлом изучался по реке Чук. В висячем крыле здесь залегают нижне-среднепалеозойские известняки, а в лежащем — триасовые и юрские глинистые сланцы. Породы лежащего крыла интенсивно катаклазированы в зоне мощностью около 800 м. Как в висячем, так и в лежащем крыле разлома широко развиты взбросовые и сдвиговые трещины. Амплитуда горизонтального смещения, судя по длине отдельных языков надвига, составляет 10–12 км. Возраст надвигообразования — позднеюрский — раннемеловой.

Надвиги и взбросы широко развиты во внутренних частях Селенняхского блока. К их числу относятся Секдекусский, Калгынский, Уяндинский, Нялгойский и другие разломы. Примечательно то, что надвиги наиболее часто встречаются в поле развития протерозойских метаморфических толщ, а также в обрамлении этих выходов. При этом к северо-западу и северу от осевой линии выходов метаморфических толщ плоскости надвигов падают на юг и юго-восток, а к югу и юго-востоку плоскости надвигов падают на северо-запад и север. Восточная часть Полоусненского горст-антиклинория с Полоусненским синклинорием также сопрягается по надвигу, строение которого изучалось нами в бассейне р. Нонгоджи. Плоскость разлома здесь падает на юг и, хотя амплитуда надвигания не превышает 1–2 км, здесь поверх смятых в складки юрских отложений на удалении 500–600 м от выхода плоскости разлома на поверхность встречаются отдельные клишны девонских известняков размером 100 x 200 м. На правом берегу р. Индигирки продолжением этого разлома является Улахан-Сисский взбросо-надвиг (Артемов, Херасков, 1969). В висячем крыле залегают позднепалеозойские известковистые сланцы и известняки, смятые в запрокинутые на север мелкие складки, осложненные малоамплитудными взбросами и надвигами, плоскости которых падают по азимуту 140 – 150° под углами 10° , 38° , 73° . В плоскости разлома на мощность 100 м эти породы милонитизированы. В лежащем крыле залегают позднеюрские песчаники с азимутом падения 160° и углом 73° . Фронтальная зона разлома, судя по карте,

составленной А.В. Артемовым, разбита диагональными правыми и левыми сдвигами. Амплитуда горизонтального смещения по Улахан-Сисскому взбросо-надвику превышает 1 км.

К крупному разлому относится Уямкандинский надвиг, ограничивающий с юга Южно-Анюйский шовный прогиб (Сеславинский, 1970). Плоскость разлома падает на север под углом 30–40°; амплитуда горизонтального смещения, вероятно, достигает 5 км. На северном крыле Южно-Анюйского прогиба имеются взбросы и надвиги, плоскости которых падают на юг.

Вероятно, глубинным является надвиг, а возможно — и покров, ограничивающий с запада Алучинское поднятие. Плоскость разлома падает на восток, в его всياчем крыле располагается Алучинский интербазитовый массив.

К числу глубинных относится, очевидно, Кенкельдинский взброс, располагающийся в центральной части Колымского массива. Плоскость разлома хорошо обнажена на р. Кыллах в 0,5 км ниже устья р. Кенкельды. Здесь в зоне мощностью около 700 м среднепалеозойские вулканиты раздроблены и рассечены несколькими зонами милонитизации мощностью 2–3 м. Плоскости зон милонитизации падают на северо-запад по азимуту 300–320° до 340° и под углами 60–70°. Кроме того, установлены многочисленные взбросовые и сдвиговые трещины, которые в совокупности свидетельствуют о том, что плоскость Кенкельдинского разлома падает на северо-запад и простирается по азимуту 50°. Обработка материалов по этому разлому продолжается, но уже сейчас установлено, что к нему приурочены метасоматические скопления минералов из группы глаукофана-кроссита и рибекита, однако отсутствие таких минералов-индексов, как лавсонит и жадеит, не позволяет нам говорить, что к этой зоне приурочена зона глаукофанового метаморфизма, как об этом сообщает Н.А. Шило (Новая зона..., 1973).

Колымский разлом, отделяющий Приколымский горст-антиклинорий от Колымского массива, также, вероятно, является взбросо-надвигом, о чем свидетельствуют наблюдения в береговых обрывах р. Колымы ниже пос. Зырянка, где обнаружены многочисленные взбросовые трещины, плоскости которых падают на восток. Ярхонский разлом, ограничивающий с востока Приколымское поднятие, также является взбросом, но плотность его падает на запад.

Взбросы установлены также и в обрамлении Омолонского массива. Так, на южном фланге Березовской зоны закартированы дуговые надвиги, плоскости которых падают на северо-восток. Вдоль юго-восточного борта Омолонского массива М.И. Тереховым установлены взбросы, плоскости которых падают на юго-запад. Так же, как и на Колымском массиве, во внутренних частях Омолонского массива имеется несколько малоамплитудных надвигов, описанных М.И. Тереховым.

Малоамплитудные надвиги достаточно широко развиты не только в обрамлении жестких структур Верхояно-Чукотской области, но и во внутренних складчатых структурах мезозойского периода. Особенно их много в Сартангском синклинории. Плоскости малоамплитудных надвигов здесь падают на восток.

В верховьях р. Адычи вдоль юго-западного борта Иньяли-Дебинского синклинория по контакту триасовых и юрских отложений протягивается зона межформационного срыва, плоскость которого полого падает на северо-восток. В всياчем крыле разлома полого залегают сильно дислоцированные юрские отложения, а в лежащем сложно дислоцированные триасовые толщи. В зоне разлома на мощность 1,5 м породы сильно раздроблены, иногда будинированы (Калинин, 1963). Судя по клиппенам юрских толщ среди поля триасовых, горизонтальная амплитуда надвигания по этому разлому достигала 6–7 км.

Надвиги известны в центральной части Полоусненского и Арман-Вилигинском синклинориях, в Западно-Верхоянском, Анюйском и Аян-Уряхском антиклинориях. С.Д. Вознесенский и Н.Г. Маннафов (1971) описали Арманский надвиг, установленный ими на контакте главного геосинклинального комплекса и орогенных эффузивов Охотско-Чукотского пояса. В всياчем крыле залегают юрские отложения, а в лежащем — меловые. Плоскость падает на северо-восток под углом

19–33°. Плоскость разлома представляет зону развальцевания и дробления мощностью 0,3–0,4 м. Горизонтальная амплитуда достигает 7 км. С надвигом сопряжены сдвиги северо-восточного простирания. Возраст разлома поздне меловой, он сечется не затронутой разломом интрузией габброидов палеогенового возраста.

Сдвиги

К числу достоверных сдвигов относятся разломы центральной части Западно-Верхоянского антиклинория (Рыбченков, Горшкова, 1965). Здесь в бассейнах рек Дянушки и Собопоп закартированы многочисленные разломы северо-западного простирания, протяженностью до 50 км (рис. 15). Направление движения крыльев устанавливается по смещению осей складок. Амплитуда горизонтального левостороннего смещения достигает 3,5–6 км, вертикального до 1000 м. Горизонтальная амплитуда максимальна в срединной части разлома, к его концам она постепенно затухает. В некоторых случаях эти разломы заканчиваются малоамплитудными надвигами. В верховьях р. Дянушки И.М. Битерман одновременно с левыми сдвигами закартировал правые сдвиги, но уже северо-восточного простирания. Амплитуда горизонтального смещения по правым сдвигам, судя по геологической карте, может достигать 3 км. Левые и правые сдвиги образуют сопряженную систему, позволяющую говорить о том, что образование этих разломов связано с субширотными горизонтальными сжимающими напряжениями. В своде Западно-Верхоянского антиклинория преимущественным развитием все же пользуются левые сдвиги. Примерно равное количество малоамплитудных правых и левых сдвигов картируется на его восточном крыле, а еще восточнее, в своде Адычанского брахиантиклинория, преимущественным развитием начинают пользоваться правые сдвиги. По сближенным разломам суммарная амплитуда смещения осей некоторых складок достигает 15 км. Однако по этим сближенным зонам трудно судить о положении главных плоскостей ранее выделенных здесь глубинных разломов. Вероятнее всего, они являются поверхностным выражением скрытых разломов основания мезозойд (Вихерт, 1960).

В Южно-Верхоянском синклинории давно известны диагональные разломы "сунтарской системы" (Ларин, 1956). Эти разломы северо-восточного простирания

располагаются параллельно на расстоянии примерно 30 км друг от друга. Наиболее крупными (длиной 150–200 км) являются Сунтарский, Хальинский, Сеторымский и др. Плоскости разломов падают в ту или другую сторону под углом не менее 70° и представляют собой зоны дробления и расщепления мощностью до 100 м с многочисленными сдвиговыми зеркалами скольжения. По смещению осей складок и зеркалам скольжения устанавливается правостороннее смещение по ним амплитудой 2–4 км. Максимальная амплитуда разломов приурочена к срединной части синклинория. Сдвиги обычно затухают путем разветвления на несколько более мелких взбросо-сдвигов, образующих структуры типа "конского хвоста" (Жирусенко, 1970).



Рис. 15. Тектоническая схема между реками Собопоп и Дянушки (Западно-Верхоянский антиклинорий). Составлена по геологическим картам И.М. Битермана и М.В. Сулова. Закартированы сопряженные правые и левые сдвиги

1 — сдвиги и их амплитуда (в км); 2 — разломы неясной природы; 3 — оси антиклиналей; 4 — оси синклиналей



Рис. 16. Бурхалинский левый сдвиг в хр. Сетте-Дабан. Видна вертикальная плоскость разлома с плавной вертикальной волнистостью, горизонтальной струйчатостью и бороздами скольжения

Однако наиболее значительны в Южном Верхоянье и Сетте-Дабане разломы субмеридионального простирания, к числу которых относятся Бурхалинский, Минорский и Юдомский (рис. 16). Обычно предполагалось, что эти разломы являются крупными сбросами, что подтверждалось и геофизическими материалами (Ларин, 1956). Только наблюдения за зеркалами скольжения позволили показать, что эти разломы – левые сдвиги (Глубинное строение..., 1968; Гусев, 1969), которые с правыми диагональными разломами "сунтарской системы" образуют сдвиговую динамопару.

Крупными правыми сдвигами являются продольные разломы, известные в верховьях рек Колымы и Индигирки: Илий-Тасский, Арга-Тасский, Улахан, Дарпир, Иньяли-Дабинский, Чай-Юреинский и Брюнгадинский. Правобокковые движения по этим разломам устанавливаются путем наблюдения за зеркалами скольжения и косвенно подтверждаются кулисообразным расположением складок. Лучше всего изучен разлом Дарпир, плоскость которого хорошо обнажена в хр. Улахан-Чистай в районе пика Победы. По разлому здесь соприкасаются эффузивно-осадочные толщи верхней юры и карбонатные отложения позднего докембрия и нижнего палеозоя. Докембрийские и палеозойские толщи вдоль зоны разлома на ширину 1 км сильно рассланцованы, секущие дайки будинированы. Верхнеюрские породы также на ширину до 1,5 км сильно раздроблены, а у самой плоскости они на мощность до 4 м превращены в "тектоническую муку". Плоскость разлома к юго-востоку от пика Победы падает по азимуту 246° , угол 80° (реки Тирехтях, Куранах, Гарбыня). К северо-западу от пика Победы в верховьях р. Эрикит она падает по азимуту 50° , угол $55-70^{\circ}$. В плоскости разлома и за ее пределами широко развиты зеркала скольжения с горизонтальными и наклонными бороздами. Статистический анализ зеркал скольжения показывает, что в зоне разлома Дарпир из 117 замеренных зеркал с правосторонним скольжением около 40 зеркал простираются по азимуту 335° , что на гистограмме дает (рис. 17) отчетливый максимум. Замерено 137 зеркал с левосторонним скольжением, однако на гистограмме отчетливые максимумы отсутствуют. Этот результат хорошо совпадает с результатами геологических съемок, которые показывают, что в этом районе главными

структурно-контролирующими разломами являются структурные швы северо-западного простирания.

В последние годы появилось много материалов, показывающих широкое развитие сдвиговых нарушений в бассейнах рек Омолон и Анюй. Здесь отчетливо устанавливается динамопара, включающая субмеридиональные (с азимутом простирания 345°) правых сдвигов и субширотные (с азимутом простирания 305°) левых сдвигов. Наиболее значительным из первых является Омолонский сдвиг, протяженностью до 300 км и амплитудой горизонтального смещения до 30–40 км(?). В зоне разлома отмечены линзы метаморфизованных до зеленых сланцев пород, какталазиты. Сдвиг устанавливается по смещению разорванных этим разломом блоков меловых гранитов. Амплитуда в 30–40 км предполагается по смещению осей магнитных аномалий и палинспастическим реконструкциям (Сеславинский, 1972).

Крупным левым сдвигом в этом районе является Уш-Урэкченский разлом — один из частных разломов, отделяющих Олойский прогиб и Березовскую зону от Омолонского массива. Как видно на изданных геологических картах, этот разлом в верховьях р. Талалах пересекает две гранитные интрузии мелового возраста и смещает разорванные блоки на расстояние 15–20 км.

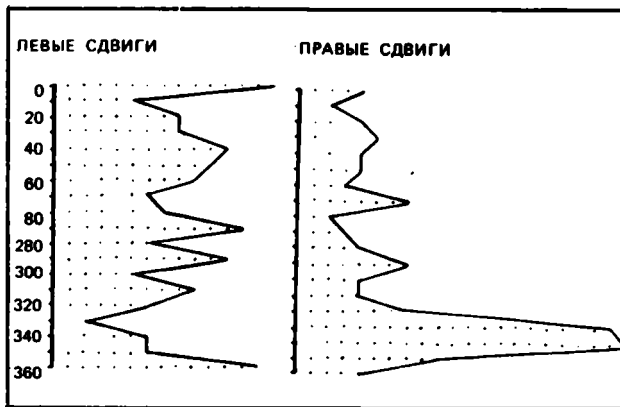


Рис. 17. Гистограмма простираний левых и правых сдвигов в верховьях р. Эрикит (в зоне разлома Дарпир). По вертикали показаны азимуты простирания; горизонтальные пики отражают относительную частоту наблюдений сдвигов того или иного простирания

На юге Верхояно-Чукотской области в районе, прилегающем к Охотско-Чукотскому вулканогенному поясу, достоверные сдвиги стали устанавливаться недавно. Примером правых сдвигов, с которыми сопряжены надвиги, является Омсукчанский разлом, протягивающийся в меридиональном направлении под прямым углом к Охотско-Чукотскому поясу. В.К. Политов (1972) по резкому ступенчатому изгибу складок на флангах Омсукчанского прогиба предполагает, что этот прогиб заложился на структурном шве. Сдвиговая амплитуда разлома достигает 15–20 км.

Вероятно, левым сдвигом является Нют-Ульбейский шов, ограничивающий с востока Охотский массив и занимающий такое же структурное положение по отношению к Охотско-Чукотскому поясу, что и Омсукчанский разлом.

Кинематическое районирование

Несмотря на слабую изученность сдвигов и надвигов Верхояно-Чукотской области можно утверждать, что они группируются в системы, в которых деформации горных пород и образование разломов происходили в условиях однородного поля напряжения с образованием сопряженных динамопар. Статистическое изучение направления векторов сжатия на площади Верхояно-Чукотской складчатой области позволило выделить 10 кинематически однородных районов: Лаптевский, Западно-Верхоянский, Южно-Верхоянский, Охотский (?), Индигиро-Колымский, Колымо-Омолонский, Полоусненский, Новосибирско-Чукотский и Приохотский (рис. 18).

В Лаптевском районе вектор сжатия ориентирован по азимуту $65-245^{\circ}$. Крупные сдвиги здесь не установлены, но в естественных обнажениях наблюдаются мно-

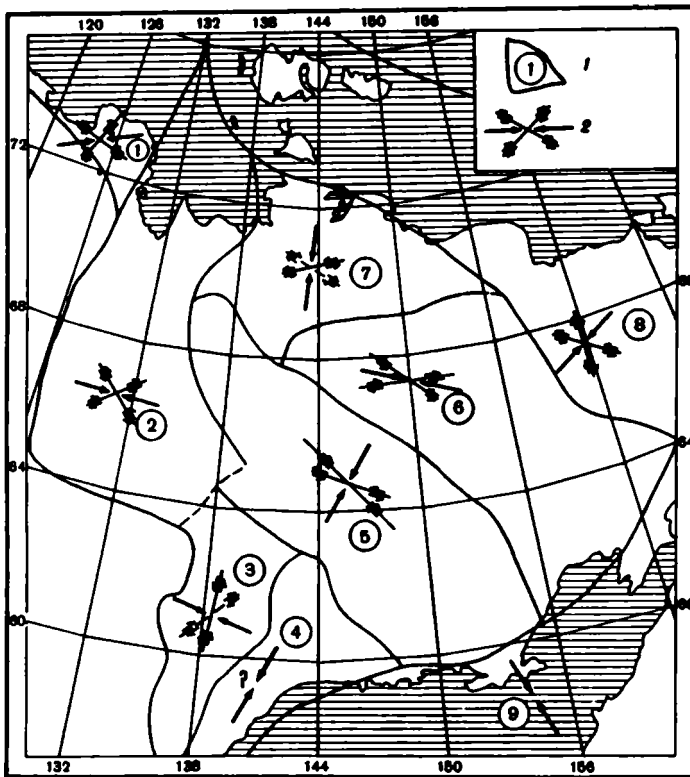


Рис. 18. Схема расположения кинематических районов на территории запада Верхояно-Чукотской области (см. рис. 13)

1 – границы районов и их номер; 2 – направление векторов сжатия и главных сопряженных систем разломов в районах. Кинематические районы (цифры в кружках): 1 – Лаптевский, 2 – Западно-Верхоянский, 3 – Южно-Верхоянский, 4 – Охотский, 5 – Индигиро-Колымский, 6 – Колымо-Омолонский, 7 – Полоусненский, 8 – Новосибирско-Чукотский, 9 – Приохотский

гочисленные сдвиговые правые трещины с азимутом простирания около 30° и левые сдвиги с азимутом простирания 290° . Динамически сопряжен с этими разломами Дюлюнгский взброс, плоскость которого вскрывается в береговых обнажениях Оленекской протоки. Дюлюнгский взброс простирается по азимуту 305° . Векторы сжатия в современных землетрясениях здесь ориентированы по азимутам 218 и 65° и углах соответственно 13 и 20° .

В Западно-Верхоянском районе вектор сжатия ориентирован по азимуту $95-275^{\circ}$. В этом поле происходило образование правых и левых диагональных сдвигов в Западно-Верхоянском антиклинории, Адычанском брахиантиклинории, Куларском складчато-глыбовом поднятии, Омолойском и Сартангском синклинориях. Левыми малоамплитудными сдвигами в этом районе являются разломы Западно-Верхоянского антиклинория, простирающиеся по азимуту 125° , и правые сдвиги Адычанского брахиантиклинория, простирающиеся по азимуту 60° . Продольные надвиги, динамически связанные со сдвигами, простираются по азимуту $10-190^{\circ}$.

Южно-Верхоянский кинематический район охватывает территорию Сетте-Дабанского горст-антиклинория и Южно-Верхоянского синклинория. Вектор сжатия здесь ориентирован по азимуту $115-295^{\circ}$. Сопряженными левыми сдвигами здесь являются продольные разломы с азимутом простирания $10-20^{\circ}$, а правыми – разломы с азимутом простирания $40-50^{\circ}$. С этими разломами сопряжены надвиги, установленные на западном крыле Сетте-Дабанского горст-антиклинория в его центральной части и на восточном крыле, а также на обрамлении Охотского массива. В эпицентре современных землетрясений векторы сжатия

ориентированы по азимуту 295° , угол 2° (Юдомское землетрясение) и 220° , угол 05° (Сетте-Дабанское землетрясение).

Охотская система, расположенная в пределах одноименного массива, выделяется условно. С учетом сложения векторов напряжений в окружающих структурах и при условии пассивного состояния структуры, вектор сжатия на Охотском массиве должен быть ориентирован по азимуту $30-210^{\circ}$. Некоторым подтверждением этой гипотезы служат надвиги северо-западного простирания в районе Уракского поднятия и северо-западные простирания складок в пермских отложениях к югу от выходов архея.

Индигино-Колымский район располагается в пределах Верхне-Индигирского и Иньяли-Дебинского синклиналиев, Эльгинского складчато-глыбового поднятия, Тасхаятахского, Хаяргастахского и Момского горст-антиклиналий, Илнине-Тасского антиклиналия и Момского прогиба. В соответствии с многочисленными определениями вектор сжатия в этих структурах ориентирован по азимуту $30-210^{\circ}$. Правые сдвиги простираются в направлении $320-140^{\circ}$, а левые — по азимуту $100-280^{\circ}$. Известные здесь надвиги ориентированы в субширотном направлении. В очагах землетрясений векторы сжатия ориентированы в направлении 45° , угол 16° (Кулинское землетрясение), 71° , угол 00° (Артыкское землетрясение), 16° , угол 17° (Чибагалахское землетрясение).

Колымо-Омолонский кинематический район располагается в пределах Колымского и Омолонского массивов, Приколымского горст-антиклиналия и Приомолонского синклиналия. Вектор сжатия здесь ориентирован по азимуту $290-305-110-125^{\circ}$, что подтверждается азимутами простирания закартированных здесь взбросов и надвигов (Женкельдинского, Колымского и др.).

Полоусненский район занимает площадь Полоусненского синклиналия, Полоусненского и Улахан-Сисского горст-антиклиналий. Вектор сжатия ориентирован по азимуту $05-185^{\circ}$, направление его устанавливается по обработанным (по методике М.В. Гзовского) замерам зеркал скольжения и подтверждается простираниями складчатости, а также известных здесь надвигов (Улахан-Сисского, Полоусненского и др.).

Новосибирско-Чукотский кинематический район располагается на территории Новосибирско-Чукотской складчатой системы. По простираниям складок и сочетанию сопряженных сдвигов и надвигов предполагается направление вектора сжатия по азимуту $60-240^{\circ}$.

Наконец, Приохотский кинематический район, в значительной мере условно выделяющийся вдоль побережья Охотского моря. Вектор сжатия здесь, вероятно, ориентирован по азимуту $135-315^{\circ}$, т.е. перпендикулярно к простиранию известных на Тайгоносском полуострове структур (Некрасов, 1971).

Наряду с районами сжатия в Верхояно-Чукотской области можно предполагать и районы растяжения, хотя достоверно установленных раздвигов здесь пока еще не описано.

Как известно, все наложенные впадины Северо-Востока СССР начали формироваться в верхней юре (оксфорд-нижневолжского века), их активное образование продолжалось в мелу и даже в палеогене, т.е. они одновременны со складчатостью, сдвигами и надвигами. На этом основании можно полагать, что эти структуры формировались за счет раздвигания некоторых участков земной коры, хотя мы далеки от мысли связывать складкообразование Верхояно-Чукотской области с горизонтальным сокращением земной коры на одних участках и таким же по ширине растяжением коры на других участках. Среди такого рода структур можно различить присдвиговые раздвиги типа Аркагалинской и Верхне-Нерской впадин, Догдинского, Дарпирского, Омсукчанского и других грабенов. Главный, Северный и другие гранитоидные пояса, вероятно, располагаются в межсдвиговых раздвигих. Крупные наложенные впадины типа Момо-Зырянской, Олойской, Охотско-Чукотского вулканического пояса образуют структуры более высокого ранга и, вероятно, их возникновение необходимо связывать с раздвиганием более крупных блоков земной коры; их можно назвать межблоковыми раздвигами. Отдельные зоны этих раздвигов (Илнине-Тасская, Южно-Анюйская) испытывали

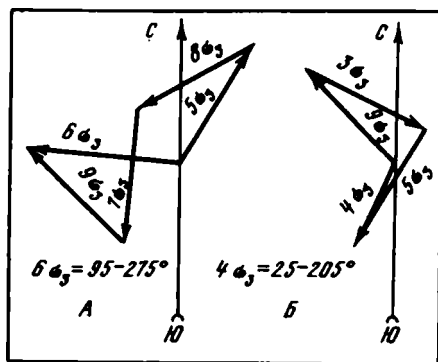
сжатие, и в них формировались полные складчатые комплексы. Вертикальный ряд формаций в этих структурах достаточно близок к типичному геосинклинальному, и они иногда рассматриваются в качестве регенерированных геосинклиналей (Красный, 1974).

* * *

В Верхояно-Чукотской области преимущественным развитием среди разломов пользуются взбросы, надвиги и сдвиги. По характеру их проявления предполагается существование девяти деформационных районов, в каждом из них направление векторов деформации индивидуально.

Существование отдельных деформационных районов в пределах единой структуры, в которой горизонтальные деформации происходили одновременно в интервале от верхней юры до середины — конца палеогена, свидетельствует о том, что глобальные напряжения, существовавшие в северо-западной части Тихоокеанского

Рис. 19. Векторная диаграмма сложения сил, действующих извне на Колымо-Омолонский (А) и Охотский (Б) блоки



пояса, перераспределялись в соответствии со структурами геосинклинальных оосейнов и срединных массивов мозаичной Верхояно-Чукотской геосинклинальной области. При этом срединные массивы, вероятно, играли роль рамы, а деформации внутри массивов происходили за счет отражения процессов в активных зонах, расположенных между ними. С целью проверки этой гипотезы была построена векторная диаграмма сложения сил, причем было сделано допущение в том, что силы, действующие извне на Колымо-Омолонский блок, равны по своей величине. Направление искомой равнодействующей этих сил найдено по правилу силового многоугольника (рис. 19). Вычисленное значение направления вектора силы ($95-275^\circ$) достаточно близко к ориентировке сил ($110-290^\circ$), определенных на Колымском массиве и Приколымском поднятии.

ПРИМОРЬЕ

На широкое распространение глубинных разломов в Приморье впервые обратили внимание Н.А. Беляевский и Ю.Я. Громов (1955). В частности, они выделили Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов, предполагая, что — это надвиг с амплитудой вертикального перемещения 4–5 км. В дальнейшем, на основании более детальных исследований, Б.А. Иванов (1960, 1961, 1972) пришел к выводу, что указанный разлом является левосторонним сдвигом, суммарные горизонтальные перемещения вдоль которого с юры (?) до палеогена составили около 200 км. Вскоре В.Н. Силантьев описал левосторонний сдвиг меридионального простиранья, ответвляющийся от Центрального разлома. Благодаря особенностям геологического строения по обоим бортам разлома амплитуда сдвига достаточно точно была определена в 35–40 км (Силантьев, 1963). Эти же разломы рассматривал А.П. Паклин (1963, 1964). На взбросо-сдвиги в Приморье указали А.И. Бурдз, Л.А. Неволин, В.О. Соловьев (1963). Краткая характеристика сбросов,

Таблица 2
Основные свойства разломов

Индекс	Разлом	Порядок	Длина, км	Ширина, км	Глубина относительно геофизических слоев, по данным ГСЗ	Время заложения
VIII	Центральный Сихотэ-Алиньский	I	700	5	Поверхность Мохоровичича	P_2
7	Меридиональный	II	200	3	То же	K_2
8	Восточный	II	500	4-15	Базальтовый слой	K_2
2	Кабаргинская система, Средне-Ханкайский	II	50	0,5	Не изучен	K_2
III	Южно-Сихотэ-Алиньский	I	200	1	Базальтовый	
IV	Спасский	I	200	0,4	"	
VI	Арсеньевский	I	350	1-4	Поверхность Мохоровичича	C_1
VII	Кривореченский	I	120	3	Не изучен	
XI	Прибрежный	I	400	0,2	Поверхность Мохоровичича	P_2
2	Кабаргинская система, Орловский	II	10	1,0	Не изучен	
4	Улитковский	II	120	0,5	" "	K_1
6	Партизанская система	II	300	0,2	" "	До K_1
IX	Титринковский	I	80	0,6	" "	P_2
5	Западно-Сихотэ-Алиньский	II	350	1,0	Поверхность Мохоровичича	До P_1

Примечание: По разломам Зарубинскому, Западно-Приморскому, Алчанскому, Решетниковскому и Дальнереченской системе данные о свойствах на стадии горизонтальных перемещений отсутствуют.

взбросов, надвигов и сдвигов, широко распространенных в Приморье, приводилась И.И. Берсеневым (1964). Наиболее полная характеристика разломов приведена в монографии "Геология СССР, т. XXXII" (1969) и в других работах (Шило, Кучук, 1968; О некоторых методах..., 1971; Kulinich, 1971).

В последнее время получены новые данные о разломной тектонике Приморья. Из них наиболее важные — обнаружение офиолитов в всячем боку Арсеньевского разлома, что позволяет предполагать более широкое распространение шарьяжей, чем считалось раньше, а также установление большой роли левосторонних сдвигов разного порядка.

Подавляющее большинство разломов было детально изучено в ходе крупномасштабной геологической съемки, которой покрыто более половины площади

на стадии горизонтальных перемещения

Кинематический тип	Возраст горизонтального перемещения	Амплитуда по горизонтали, км	Амплитуда по вертикали, км	Магматизм в стадии горизонтальных перемещений	Литература
Левый сдвиг	K ₂	60–200	4–5	Кислый	Беляевский, Громов (1955), Иванов (1961, 1972), Силантьев (1963)
"	K ₂	35–40		?	
"	K ₂	20–55	?		
"	K ₂	25–30	1–2	?	Геология СССР, т. XXXII (1969)
Надвиг	K ₂	3	1	?	То же
		1–2	3	Основной	"
"	K ₂	До 25	4	?	Бурдэ и др. (1963), Геология СССР, т. XXXII (1969)
"	K ₂	1	2	?	Геология СССР, т. XXXII (1969)
"	K ₂	5–6	1–2	?	Береснев (1964), Геология СССР, т. XXXII (1969)
"		2	2	?	Геология СССР, т. XXXII (1969)
"	K ₂	1,5–2	3	Основной	То же
"	K ₂	2	1?	"	Неволин, Чемерис (1968), Врублевский (1971)
Взброс	K ₂	0,5	2	?	
"	P ₂ ?K ₂	0,5	1	?	Геология СССР, т. XXXII (1969), Беляевский, Громов (1955)

края. Для изучения отдельных разломов и разломной тектоники рудных районов проводились специальные исследования. В.П. Уткин для изучения разломов в зоне Главного синклинория применял анализ комплекса тектонических структур, возникающих в процессе сдвиговых перемещений. В результате были выделены флексурные зоны, идентичные достоверно приразломным. Детальное изучение таких участков показано, что флексурные зоны сформированы серией субпараллельных горизонтальных перемещений преимущественно левостороннего характера. Использован также большой фактический материал, полученный при детальном геолого-геофизических исследованиях, разведке и разработке полезных ископаемых. Так, например, в Дальнегорском районе картировочным бурением был доказан крупный одноименный надвиг, а в Кавалеровском — шарьж с горизонтальным

перемещением не менее 15 км. При выявлении разломов большое значение имело дешифрирование аэрофотоснимков. Все перечисленные методы позволили получить необходимые данные о разломной тектонике Приморского края.

На рассматриваемой территории распространены разломы различного возраста заложения — от докембрийского до неогенового (рис. 20; см. вкладку). Разломы, возникшие до позднего мела, в ходе геологического развития в большинстве случаев существенно изменяли свою морфокинематическую характеристику. Наибольшее распространение имеют разломы поздне мелового возраста; в это же время происходили подвижки по большинству более древних разломов. Поздне-меловые разломы представлены сдвигами, взбросами, надвигами, шарьяжами и реже, сбросами. К разломам кайнозойского возраста относятся сбросы, ограничивающие в ряде случаев палеоген-раннеплиоценовые впадины. В целом в Сихотэ-Алиньской складчатой области сочетаются разломы северо-восточного и субмеридионального простирания (преимущественно сдвигового характера) с разломами субширотного и других направлений (главным образом надвигов и сбросов). Среди разломов северо-восточного направления устанавливаются и долгоживущие структуры, кинематическая характеристика которых включает вертикальные и горизонтальные перемещения. Многие разломы в начальной стадии своего развития проявлялись, как структуры растяжения (раздвиги, сбросы), но потом они были преобразованы в сдвиги и надвиги (табл. 2).

Краткая характеристика разломов

Разломы I—XI (см. рис. 20) относятся к числу нарушений *первого порядка*.

Зарубинский разлом (I) отделяет Туманганскую зону с позднепалеозойскими геосинклинальными образованиями от смежной с востока среднепалеозойской Западно-Приморской зоны. В пределах Приморья находится только южное окончание разлома, который здесь изучен слабо. Он ограничивает с юго-запада среднепалеозойские граниты от площади развития позднепалеозойских гранитоидов и верхнепермских эффузивно-карбонатно-терригенных и терригенных толщ общей мощностью до 3000 м. Разлому соответствует интенсивная гравитационная ступень, по которой происходит общее повышение аномалий от Западно-Приморской зоны к Туманганской. От среднего до позднего палеозоя разлом оказывал влияние на отложение фаций и на магматизм.

Западно-Приморский разлом (II) отделяет одноименную зону от расположенных восточнее Ханкайского массива и Южно-Приморской зоны. В конце раннего — начале среднего палеозоя разлом ограничивал с востока Западно-Приморский геосинклинальный прогиб. В этот период он был конседиментационным сбросом или раздвигом. В среднем палеозое на севере по разлому внедрились гранитоиды, в его южной части с триаса до позднего мела движения приобретают обратное направление, разделяя погружающуюся область накопления прибрежно-морских отложений на востоке и воздымающуюся область денудации на западе. Разлом четко фиксируется общей сменой морфологии магнитных аномалий. Спокойное магнитное поле области нижнепалеозойской складчатости западнее разлома сменяется полем дифференцированных линейных аномалий с общим повышением на 200—300 гамм. В зоне разлома цепочкой локальных максимумов фиксируется полоса криптоинтрузий диоритов и габбро. Основной магматизм стал признаком значительной глубинности рассматриваемого разлома. В гравитационном поле он проявляется общим изменением аномального фона, понижающегося от Ханкайского массива в сторону Западно-Приморской зоны, что объясняется меньшим метаморфизмом складчатого комплекса последней.

Южно-Сихотэ-Алиньский разлом (III) по времени заложения относится к наиболее древним. К северу от него расположен Ханкайский массив, фундамент которого представлен ниже-среднепротерозойским кристаллическим ком-

плексом. Южнее находится Южно-Приморская зона, где рифейские геосинклинальные отложения залегают на "габброндах", представляющих ее "базальтовый" фундамент. Разлом играл роль структурного шва с докембрия до раннего палеозоя. Движения по разлому в последующие эпохи неодновременны. К западу от г. Уссурийска он продолжал существовать с пермского до юрского времени. Восточнее до верховий р. Илстой перемещения по разлому происходили с триаса до позднего мела, а на самом восточном отрезке — с триаса до юры. В эти отрезки времени разлом был южной границей области размыва (Ханкайский массив). Во многих местах разлом перекрыт более молодыми образованиями и наблюдался лишь на северо-восточной окраине г. Уссурийска, где по нему южный край Ханкайского массива надвинут на Южно-Приморскую зону. На разных участках разлому соответствуют короткие гравитационные ступени субширотного направления, контролирующие систему крутопадающих сместителей. Рассматриваемый разлом в районе г. Уссурийска пересекается профилем ГСЗ. На разрезе разлом проявлен разрывом глубинных сейсмических границ и зоной дифракции волн. Глубина его заложения составляет около 27 км, а сопряженные с ним разломы выходят за пределы земной коры. Плоскость сместителя имеет наклон в северном направлении, что согласуется с геологическими данными.

Спасский разлом (IV) — самый древний и крупный в пределах Ханкайского массива. Он разделяет блоки с фундаментом различного возраста: протерозойским — к северо-востоку от разлома и кембрийским — юго-западнее его. Продолжительность "жизни" разлома определяется от верхнего протерозоя до нижнего палеозоя. Зона разлома почти повсеместно перекрыта мезозойскими и более молодыми отложениями. В доступных для наблюдений местах она представлена милонитами, рассланцована и насыщена тальк-карбонатно-кварцевой массой; к ней приурочены линзообразные тела эпидотизированных амфиболитов. В гравитационном поле разлом выделяется полосой ступеней северо-западного направления и цепочкой локальных минимумов силы тяжести, которые отражают положение границ блоков с различным фундаментом и приуроченность к разлому частично или полностью скрытых гранитных интрузий. На разрезе ГСЗ разлом наклонен на юго-запад, фиксируется зоной дифракции волн и разрывом сейсмических границ.

Алчанский разлом (V) отделяет северную часть Ханкайского массива от расположенной северо-западнее Бикинской зоны. С раннего карбона до ранней перми разлом был границей воздымающегося массива, расположенного юго-восточнее геосинклинального позднепалеозойского прогиба. Алчанский разлом в поздней перми утратил активность и был перекрыт мезозойскими или кайнозойскими отложениями: по линейным максимумам ΔT фиксируются скрытые интрузии и жерловые фации среднего — основного состава. В гравитационном поле разлом трассируется протяженными гравитационными ступенями, сменой мозаичного поля с переходом к Ханкайскому массиву и полосовыми аномалиями северо-восточного направления. Можно полагать, что в гравитационном поле нашла отражение палеозойская история развития разлома, а в магнитном — его магмоконтролирующая роль в раннемеловое время.

Арсеньевский разлом (VI) почти на всем протяжении ограничивает распространение геосинклинальных образований среднего (?) и верхнего палеозоя от разновозрастных прибрежно-морских и континентальных толщ, развитых западнее. И только на севере разлом проходит в разновозрастных карбон-пермских геосинклинальных толщах. Он является также восточной границей распространения мезозойских прибрежно-морских и континентальных образований, известных в Арсеньевской и Алчанской зонах. С раннего карбона до конца поздней перми происходило опускание восточного крыла разлома, а с триаса до позднего мела — западного. В позднемеловой период по разлому произошли левосторонние горизонтальные подвижки с развитием на отдельных участках надвигов и шарьяжей. Примером может служить надвиг на правобережье р. Бикин. Он представлен зоной сближенных нарушений северо-восточного простирания мощностью до 1000 м с

падением на юго-восток под углом 40° . Разлом четко фиксируется интенсивными магнитными аномалиями благодаря приуроченности к нему офиолитов, представленных серпентинитами, дунитами, перидотитами, пироксенитами, троктолитами. По данным А.И. Бурдэ, Л.А. Неволлина и В.О. Соловьева (1963), южнее р. Малая Уссурка разлом в ряде мест фиксируется зоной дробления и рассланцевания мощностью до 1,5–2 км субмеридионального и северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углом $25\text{--}90^{\circ}$. Борозды скольжения, наблюдаемые на поверхностях разрывов, имеют юго-восточное падение под углом $40\text{--}60^{\circ}$. Авторы пришли к выводу, что разлом является левосторонним взбросо-сдвигом. Об этом свидетельствует и характер изменения поля силы тяжести, которое резко уменьшается в 10–25 км восточнее разлома. Это можно объяснить, предположив аллохтонное залегание палеозойских пород на мезозойских Арсеньевской и Алчанской зон в результате горизонтального перемещения первых в северо-западном направлении на 20–25 км. В бассейне р. Бикин и на широте г. Спасска-Дальнего разлом пересечен профилями ГСЗ. На этих разрезах по разлому проходит разрыв и вертикальное перемещение глубинных сейсмических границ, в том числе и поверхности Мохоровичича на 2 км. Падение плоскости разлома в бассейне р. Бикин восточное, восточный блок приподнят. На широте г. Спасска-Дальнего падение разлома обратное.

Кривореченский разлом (VII) расположен на юго-западе Приморья на границе блоков с допалеозойским и среднепалеозойским фундаментом. Имея общее северо-восточное простирание, указанный разлом серией субмеридиональных и северо-западных нарушений расчленен на ряд отрезков. Разлом фиксируется брекчиями и милонитами мощностью до 50 м, к нему приурочены дайки порфиритов и гранитоиды. Вдоль разлома прилегающие к нему с юго-востока среднепалеозойские породы интенсивно рассланцованы. Общая мощность зоны нарушения достигает 3 км. Плоскость сместителя в местах, доступных наблюдению, падает на юго-восток под углом 70° . В среднем палеозое разлом ограничивал геосинклинальную область от расположенного северо-западнее допалеозойского блока земной коры. Движения по разлому в среднем палеозое отражены в подводно-оползневых и плейчатых структурах осадочных образований. В поздне меловое время, по данным Н.Г. Мельникова, по разлому развились крутопадающие надвиги с амплитудой вертикального перемещения до 2000 м. В геофизических полях лишь на небольшом участке ему соответствует интенсивная гравитационная ступень.

Центральный Сихотэ-Алиньский разлом (VIII) в южной части края ограничивает геосинклинальные мезозойские образования от расположенных западнее геосинклинальных толщ карбона и перми. Разлом образует зону общей мощностью до 5 км. Параллельно главному сместителю проходит один или несколько второстепенных, длиной до 50 км, соединяющихся дополнительными разрывами. Разломы сопровождаются тектоническими брекчиями, милонитами и ультрамилонитами с редкими реликтами первичной породы (Иванов, 1961, 1972). В зоне разлома местами наблюдаются палеозойские габбро, порфириты, спилиты, подвергшиеся интенсивному динамометаморфизму, превращенные в гнейсы. Поздне меловые интрузии также интенсивно раздроблены, катаклазированы и милонитизированы. Судя по различиям фаций триасовых и более молодых досенонских образований, развитых по обе стороны разлома, можно допустить, что он был заложен в поздней перми и непрерывно развивался до позднего мела. В этот период он играл роль структурного шва, разграничивая область преимущественных поднятий и примыкающей к ней с востока мезозойской геосинклинальной области. Движения по разлому в поздне меловое время имеют левосторонний сдвиговый характер, что доказывается горизонтальным смещением нижнемеловых осадков и поздне меловых гранитоидов, а также горизонтальной или близкой к ней ориентировкой штриховки на зеркалах скольжения. Горизонтальная амплитуда смещения по разлому достигает 200 км (Иванов, 1972). На двух разрезах ГСЗ Центральный разлом определяется, как почти вертикальный разрез земной коры, уходящий в мантию. Вертикальное несовпадение

поверхности Мохоровичича по разлому составляет 4–5 км. В геофизических полях разлом лишь на отдельных отрезках фиксируется локальными магнитными аномалиями.

Севернее среднего течения р. Дальней роль центрального разлома выполняет Тигринковский (IX) и серия субмеридиональных разломов (X), изученных еще недостаточно. Тигринковский разлом представлен зоной дробления и брекчирования, мощностью до 600 м, с падением на северо-запад под углом 55–70°. Морфология и кинематика северной группы, во-видимому, сходны с таковыми Центрального разлома.

Прибрежный разлом (XI) разделяет геосинклинальные образования мезозоя от развитых западнее палеозойских. На большей части разлом перекрыт поздне меловыми и палеогеновыми эффузивами. В гравитационном поле зоне разлома соответствует серия интенсивных гравитационных ступеней от северо-восточного до меридионального простираний, которые фиксируют отдельные звенья этой глубинной структуры. Судя по этим данным, вдоль разлома происходит ступенчатое погружение палеозойского фундамента под мезозойды Главного синклинория. По данным ГСЗ, разлом фиксируется разрывной структурой, достигающей поверхности Мохоровичича. Он приурочен к зоне общего сокращения мощности земной коры в сторону Японского моря.

В поздне меловое время в зоне разлома развивалась система надвигов, по которым на мезозойские образования надвинуты или одновозрастные толщи (Высокогорский надвиг), или более древние мезозойские (Дальнегорский надвиг), или палеозойские (левобережье р. Киевки, верховье р. Усури). Они ранее рассмотрены И.И. Берсеновым (1964). Максимальная амплитуда горизонтального перемещения по надвигам достигает 5–6 км, падение сместителей на юго-восток под углом 10–50°. Описываемые разломы сопровождаются зонами смятия мощностью до 200 м, вдоль них в аллохтонах нередко наблюдаются складки, опрокинутые на северо-запад под углом 45–70°.

Разломы второго порядка (см. рис. 20, 1–12) являются крупными нарушениями в пределах блоков земной коры с одновозрастным фундаментом. Они в основном контролировали размещение фаций в отложениях покровного чехла, интрузивных и вулканических образований преимущественно кислого состава. Большинству разломов присущи неоднократные дислокации, разделяющиеся временем относительного покоя. Горизонтальные амплитуды перемещений достигают 55 км. Как правило, разломы второго порядка фиксируются в геофизических полях и отражаются на профилях ГСЗ в пределах земной коры, иногда достигают поверхности Мохоровичича. Отдельным разломам (Западно-Сихотэ-Алиньскому, Дальнереченскому и Решетниковскому) различными исследователями отводилась роль структурно-фациальных швов.

Решетниковский разлом (1) описан ранее, как отрезок Западно-Приморского шва (Геология СССР, т. XXXII, 1969). Разлом отделял область накопления миогеосинклинальных формаций верхней перми (решетниковская свита) от развитых западнее прибрежно-морских и вулканогенных образований верхов нижней и верхней перми. В верхнемеловое (?) время восточный блок был надвинут на западный. Зона разлома у с. Решетниково имеет мощность в несколько сотен метров. Здесь палеозойские отложения интенсивно будничены, брекчированы и катаклазированы. К западу от разлома наблюдаются крутые, местами опрокинутые складки, упрощающиеся по мере удаления от него, а к востоку пермские породы сжаты в пологие брахискладки. Разлому соответствует общая смена морфологии магнитного поля и линейные узкие максимумы, отражающие его существенную магмоконтролирующую роль в позднем палеозое. В поле силы тяжести наблюдается интенсивная гравитационная ступень, протягивающаяся через всю рассматриваемую площадь.

Кабаргинская система разломов (2) ограничивает Кабаргинскую и Тамгинскую синклинальные структуры, выполненные позднепротерозойскими – силурийскими отложениями, от вмещающих их нижне- и среднепротерозойских образований. В систему включены разломы субширотного, ме-

ридонального и северо-западного направлений, определяющие складчато-глыбовое строение района.

Описываемая система разломов выделяется серией гравитационных ступеней, вызванных перемещениями блоков различного геологического строения. Здесь лучше других изучены Орловский и Средне-Ханкайский разломы. Орловский разлом ограничивает с юга Кабаргинский синклиниорий, прослеживаясь в субширотном направлении на протяжении 10 км. По нему среднепротерозойские образования надвинуты на рудоносную свиту нижнего кембрия, что отчетливо фиксируется на крупномасштабных картах магнитного поля. Плоскость сместителя падает на юг под углом около 45° . Исходя из анализа геологических карт можно утверждать, что вертикальная и горизонтальная амплитуды смещения составляют 1,5–2 км.

Аналогичную природу имеют разломы, ограничивающие с юга Тамгинскую синклиналь. Последняя на западе срезана субмеридиональным Средне-Ханкайским разломом, прослеженным на 40–50 км от долины р. Большая Уссурка до р. Кабарга. Фрагменты этого разлома картируются и южнее. Западнее разлома обнажены средне- и нижнепротерозойские образования и рвуши их палеозойские гранитоиды, а восточнее – слабо метаморфизованная кембрийско-силурийская толща. В гравитационном поле разлом фиксируется цепочкой узких линейных аномалий разного знака и формы. В зоне разлома наблюдаются брекчирование, диафорез и милонитизация. Судя по левостороннему смещению кембрийско-силурийских отложений, горизонтальная составляющая дислокаций равна 25–30 км. С севера упомянутые синклиналильные структуры ограничены сбросами с амплитудой до 500–1000 м, заложившимися в позднем протерозое, а описанные надвиги и сдвиги, очевидно, связаны с поздне меловыми движениями.

Дальнереченская система разломов (3) включает серию нарушений субширотного простирания, по которым среднепротерозойский фундамент Ханкайского массива ступенчато погружается к северу, под позднепалеозойские и мезозойские образования. Севернее Дальнереченских разломов, на левобережье р. Змеиная обнажаются верхнепермские и верхнетриасовые образования, по фациям аналогичные разновозрастным отложениям Арсеньевской зоны, а фундамент массива здесь погружен на глубину 2–3 км. Дальнереченская система разломов почти повсеместно перекрыта меловыми и кайнозойскими отложениями. Она фиксируется общей сменой характера магнитного поля, спокойного для Ханкайского массива и дифференцированного севернее. Гравитационные аномалии здесь образуют цепочку локальных минимумов широтного простирания, ограниченных линейными аномалиями с высокими градиентами силы тяжести. По данным ВЭЗ и бурения, указанные минимумы отвечают сбросам, ограничивающим грабены с амплитудой опускания протерозойского фундамента до 900 м. Ширина тектонически ослабленной зоны в долине р. Большая Уссурка составляет 10–20 км.

Улитковский разлом (4) проходит на правобережье р. Улитка в северо-восточном направлении, разделяя Нижне-Бикинскую зону на два блока – северо-западный, в пределах которого развиты многочисленные разновозрастные интрузии гранитоидов, и юго-восточный, где интрузивный магматизм проявлен слабо. В раннемеловое время он ограничивал юго-восточный борт вулканической впадины, по нему проходили субэральные извержения основной магмы, туфы и лавы которой слагают улитковскую свиту. В позднем мелу по этому разлому юго-восточный блок Нижне-Бикинской зоны надвигается на северо-западный. Горизонтальная амплитуда надвига не менее 1,5–2 км. Разлом сопровождается зонами дробления и брекчирования в улитковской свите мощностью до нескольких десятков метров и интенсивными магнитными максимумами, связанными с приуроченностью к разлому основных магматических пород.

Западно-Сихотэ-Алиньская система разломов (5) дугообразно ограничивает с востока и юго-востока выходы фундамента Ханкайского массива от континентальных и прибрежно-морских образований Арсеньевской зоны. По характеру перемещений эти разломы представлены преимущественно сбросами.

ми с плоскостями сместителей, наклоненными к востоку и юго-востоку. Время заложения большинства разломов относится к ранней перми с непрерывным развитием до позднего триаса; на южном обрамлении массива они существовали уже в девоне. В позднемеловое время по разломам происходили взбросовые движения. Общая протяженность системы разломов около 350 км.

Партизанская система разломов (6) закартирована в долине р. Партизанка и на ее левобережье. На юге она уходит за пределы суши, а на северо-востоке обрывается Центральным разломом. Система представлена серией чешуйчатых надвигов и взбросов северо-восточного простираения с падением сместителей на юго-восток: реже наблюдаются сбросы и сдвиги, имеющие локальное распространение. По Партизанской системе разломов допалеозойские "габброиды" надвинуты на верхнепалеозойские образования. Л.А. Неволлин, Б.Д. Чемерис (1968) и А.А. Врублевский (1971) связывают образование Партизанской системы разломов с формированием гипербазитового пояса и считают ее древней. Достоверные смещения по этим разломам происходили в позднемеловое время с амплитудой горизонтальных перемещений до 2 км.

Меридиональный сдвиг (7) пересекает позднепалеозойский фундамент, протягиваясь на расстоянии не менее 200 км. На юге сдвиг приключается к Центрально-Сихотэ-Алиньскому разлому, на севере скрыт под мезозойскими образованиями Алчанской зоны. Сдвиг хорошо выражен понижениями в рельефе и поэтому легко распознается на аэрофотоснимках. Зона сдвига состоит из разнородных и брекчированных пород мощностью на отдельных участках более 3 км, внутри зоны выделяются участки мощностью от 10 до 100 м, сложенные милонитами и тектоническими глинами, падение разлома — $70-90^\circ$, амплитуда левого сдвига — 35—40 км (Силантьев, 1963). Разломом смещены турон-нижнесенонские породы, но он перекрыт верхнесенонскими — датскими толщами. В геофизических полях разлом фиксируется лишь смещением магнитных аномалий, приуроченных к Арсеньевскому разлому, который он пересекает.

Восточный сдвиг (8) пересекает в северо-восточном направлении Главный синклиниорий Сихотэ-Алиня. Он, согласно данным В.П. Уткина, представлен зоной параллельных и субпараллельных крутопадающих разрывов с горизонтальной штриховкой и бороздами скольжения. Ширина сдвиговой зоны — 4—15 км. Амплитуда Восточного сдвига обуславливается суммарным левосторонним перемещением по отдельным разрывам и на разных участках неоднозначна. В средней части Восточного сдвига она равна 20 км, а на южном его фланге, после приключения к нему оперяющих сдвигов (Микулинского и Арминского), горизонтальная амплитуда увеличивается и в районе пос. Кавалерово равна 55 км. Сдвигом смещены нижнемеловые осадочные толщи, но он перекрывается дат-палеогеновым вулканогенным комплексом. С Восточным разломом пространственно связаны верхнеальбские отложения, которыми, по предварительным данным, сложены блоки, просевшие в результате формирования соедвиговых раздвигов. В отдельных случаях эти грабенообразные впадины выполнены грубообломочными (приразломная фация) сеноман-туронскими толщами, возраст которых, по-видимому, отражает время заложения разлома. Основные горизонтальные перемещения произошли в сеноне. С восточным разломом пространственно связаны интрузии и дайки основного состава, что указывает на его глубинность, которая подтверждается данными сейсмического зондирования. По классификации А.В. Пейве (1956), группу разломов северо-восточного простираения можно отнести к уральскому типу глубинных разломов. Разломы второго порядка, выделенные в северной части Главного синклинория (9, 10, 11), по сравнению с вышеописанным Восточным сдвигом, имеют, согласно данным И.К. Пушина, более сложную морфокинематическую характеристику. На границе раннего и позднего мела они закладываются, как соскладчатые взбросы. В сеномане в связи с ослаблением напряжений внедряются интрузии сандинского комплекса. В это время по разломам возникают сбросы и формируются впадины. Тангенциальные напряжения в сенонате становятся причиной горизонтальных перемещений, а их ослабление в кайнозое обусловило внедрение по зонам нарушений базальтовой магмы. Как при-

мер выражения указанных разломов в геофизических полях, приведем описание Верхне-Бикинского разлома (9). Он отчетливо картируется интенсивной гравитационной ступенью, по которой поле силы тяжести резко понижается в северном и северо-западном направлении. Предполагается, что это связано со ступенчатым увеличением мощности мезозоид в указанном направлении и внедрением цепочки гранитных интрузий позднемелового возраста. В северо-восточной части, где рассматриваемый разлом пересекает Восточно-Сихотэ-Алинский вулканический пояс, он контролируется линейными зонами магнитных максимумов, связанных с внедрениями магмы среднего — основного состава.

Разломы третьего порядка обычно опирают более крупные разрывные структуры и во многих случаях имеют сходную с последними морфокинетическую характеристику. В пределах Ханкайского массива разломы, возникшие в нижнем палеозое, имеют преобладающее простирание северо-западное и субмеридиональное на юге и субширотное на севере массива. Среди них различаются взбросы, сбросы, надвиги и сдвиги. В Вознесенском рудном районе, где эти структуры лучше изучены Ю.С. Липкиным (Геология СССР, т. XXXII, 1969), описаны надвиги и взбросы с горизонтальными перемещениями блоков до 2 км, лев- и правосторонние сдвиги с амплитудой горизонтальных перемещений по ним до 1,5 км. В обрамлении массива преобладают надвиги и взбросы, возникшие в позднем палеозое и мезозое, нередко наложенные на более ранние сбросы. Большую роль в области позднемезозойской консолидации играют сдвиги, которые определяют ее структурный план и, согласно В.П. Уткину, имеют рудоконтролирующее значение. Как правило, сдвиги левые, представлены серией разрывов, с перемещением по каждому из них от первых метров до 3—5 км. Суммарная амплитуда перемещений по сдвигам достигает 55 км. Сдвиги характеризуются прямолинейностью. Узкие тектонические блоки в пределах сдвигов интенсивно будинированы, развальцованы и перемяты. Параллельные и субпараллельные поверхности многочисленных сместителей крутопадающие, преимущественно с горизонтальными бороздами и штриховкой скольжения. Сместители сдвиговых зон часто вмещают дайки кислого, среднего и основного состава, жилы кварца, кальцита. Вдоль сместителей нередко наблюдаются как плавные горизонтальные изгибы слоев, так и складки волочения с вертикальными и крутопадающими шарнирами. Горизонтальные перемещения для сдвиговых зон — главные, а слабо проявленные в некоторых случаях сбросы иногда генетически связаны со сдвигами, а в других случаях — более поздние. Переход сдвигов в опирающие надвиги и взбросы — явление нередкое и амплитуды перемещений по ним могут быть значительными. Основные перемещения по сдвигам произошли в сеноне и лишь незначительные по амплитуде относятся к данию. О значительной глубине ряда сдвигов свидетельствуют приуроченность к ним интрузий, субинтрузий, даек основного состава, а также данные сейсмического зондирования. Со сдвигами пространственно связаны месторождения, которые локализуются преимущественно на участках их пересечения с позднемеловыми интрузиями, а рудные тела — в зонах потенциальных сдвигов (Уткин, 1974).

Динамика горизонтальных перемещений

Морфокинематическая характеристика разломов в Приморье установлена лишь для тектонических подвижек позднемелового и кайнозойского времени. Для более ранних этапов она может быть восстановлена на основании анализа геологического строения главных структурных элементов описываемой территории. По этой причине излагаемые ниже соображения о дораннемеловых этапах латеральных подвижек в той или иной степени гипотетичны. Попытки их реставрации приведены в статье И.И. Берсенева (1974).

Одной из наиболее древних структур Приморья, предположительно образовавшейся в результате растяжения земной коры, является фундамент Южно-Приморской зоны. По ряду признаков в этой зоне на "габброидах" лежат рифейские геосинклинальные отложения (Смирнов, 1973). Севернее указанной зоны располагается Ханкайский массив, в пределах которого рифейские отложе-

ния подстилаются многокилометровой толщей средне- и нижнепротерозойских образований. Южнее крыло этой зоны растяжения выделяется в Японии. Это массив Хида (Shibata a.o., 1971). В таком случае амплитуда раздвига была не менее ширины Южно-Приморской зоны, т.е. не менее 200 км. Северной границей зоны растяжения служил Южно-Сихотэ-Алиньский разлом. Очевидно, в конце позднего докембрия незначительные зоны растяжения земной коры возникают в южной и северной частях Ханкайского массива. В зонах растяжения закладываются многоэпизодические прогибы (Кабаргинский, Черниговский, Вознесенский), существовавшие и в раннем палеозое. Границами зон растяжения были Спасский разлом и Кабаргинская система нарушений. Амплитуда раздвигов не превышала 50—100 км. В начале палеозоя в западной части Приморья и в смежной с ним территории образовалась новая зона растяжения коры меридионального простирания, что привело к возникновению Западно-Приморского (Лаолин-Гродековского) геосинклинального прогиба; он отделил Ханкайский массив от Фэншулин-Кэнтэйского. Растяжение коры сопровождалось сжатием в смежной зоне. Этот процесс фиксируется в юго-западной части Ханкайского массива, где кембрийские отложения смяты в узкие, линейные, нередко опрокинутые складки субмеридионального простирания, осложненные надвигами. Общая ширина зоны растяжения составила от 50 до 100 км. Указанное раздвижение глыб сиалической коры вряд ли могло быть полностью компенсировано их сжатием. Следовательно, можно предполагать отодвигание ("дрейф") Ханкайского массива на восток. Восточной границей зоны растяжения служил Западно-Приморский разлом.

В конце раннего — начале среднего палеозоя на Ханкайском массиве и, в меньшей мере, в Южно-Приморской зоне сформировались крупные интрузии гранитоидов. Этот процесс привел к консолидации этих территорий и их воздыманию. В дальнейшем (по-видимому, в конце среднего палеозоя) аналогичные интрузии внедрились и в Западно-Приморской зоне. В результате Ханкайский и Фэншулин-Кэнтэйский массивы вошли в единую обширную консолидированную область. В начале среднего палеозоя зона растяжения коры охватила юго-восточную окраину Южно-Приморской зоны. Докембрийский (?) фундамент здесь был раздроблен на несколько прогибов северо-восточного простирания. Северный из них имел незначительную (5—10 км) ширину, размеры юго-восточного прогиба неизвестны, поскольку соответствующий борт его находится за пределами суши. В указанных прогибах накапливались эвгеосинклинальные отложения. Разломы, ограничивающие прогибы, описаны выше под названием Кривореченской системы.

В конце среднего палеозоя появляются новые зоны растяжения земной коры северо-восточного простирания. Они отделяют Ханкайский массив от Буреинского и отчленяют от первого его юго-восточную окраину. В результате северная и восточная части Ханкайского массива приобретают современные границы, очерченные Алчанским и Арсеньевским разломами. Восточная граница образованной Сихотэ-Алиньской эвгеосинклинали находилась вблизи Прибрежного антиклинория, который представлял собой ее краевую часть, что подтверждается палеогеографическим анализом этого периода (Берснев, 1974). На основании этих соображений ширина раздвига определяется в 100—130 км. Возникшая эвгеосинклиналь занимала площадь, соответствующую Нижне-Бикинской зоне, Главному и Прибрежному антиклинориям. Борты описываемого раздвига были сложены консолидированными областями земной коры, сжатием которой вряд ли можно было компенсировать всю амплитуду раздвига и необходимо предположить "дрейф" на юго-восток соответствующих блоков земной коры.

Дальнейшее расширение Сихотэ-Алиньской геосинклинали происходит в позднепермское время, в результате раздвигания земной коры в ее внутренних частях. Западным бортом раздвига служил разлом, который в какой-то степени можно отождествлять с Центральным Сихотэ-Алиньским в южной его части, Тигринковским и серией разрывных нарушений субмеридионального простирания севернее последнего, а восточным — Прибрежный разлом. Растяжение коры сопровождалось ее сжатием в смежных районах с образованием складчатости верхнепалеозойских отложений и воздыманием Главного и Прибрежного антиклинори-

ев. В Нижне-Бикинской зоне аналогичные процессы были меньшей интенсивности. Амплитуда описанного раздвиг на севере Приморья составила 100–130 км, в южном направлении она уменьшается и на южном побережье Приморья составляет первые километры.

В конце раннего – начале среднего альба по глубинному разлому северо-восточного простирания от Сихотэ-Алиня отделяется суша, находившаяся к востоку от него. К концу альба – началу сенона раздвиг по этому глубинному разлому пришел к сжатию, компенсированному интенсивной складчатостью мезозойских отложений Сихотэ-Алиня и Японских островов. Следовавшее за складчатостью внедрение гранитоидов консолидировало область мезозойской складчатости.

Оживление энергичных тектонических движений в конце турона – начале сенона, связанных с дальнейшей эволюцией раздвиг, отразилась в сжатии уже консолидированных прилегающих участков земной коры. Возникшие напряжения разрядились разрывными дислокациями. К этому периоду относится образование сдвигов, взбросов, надвигов как по ранее заложенным, так и вновь образованным разрывным нарушениям. Развитие сенона-датских и кайнозойских структур в пределах Приморья не связывается с крупными горизонтальными перемещениями земной коры. В этот период преобладают вертикальные перемещения, обусловившие образование вулcano-плутонических структур и кайнозойских впадин.

* * *

Приведенные данные свидетельствуют о высокой тектонической активности Приморья в течение всей его геологической истории. Периодически, начиная с докембрия, на различных частях территории возникали раздвиги, приводившие к образованию геосинклиналей. Сжатие блоков земной коры, прилегающих к раздвигам, вызывало пликативные и дизъюнктивные нарушения и горизонтальные перемещения этих блоков. На протяжении длительного времени разломы первого порядка были ослабленными зонами земной коры, вследствие чего по ним происходили неоднократные движения и внедрения магматических образований различного состава. Намечается определенная связь между временем заложения разломов и их ориентировкой. В общем случае "зарождение" крупнейших разломов северо-западного и субширотного простирания относится к докембрию (Спасский, Южно-Сихотэ-Алиньский и др.); северо-восточного направления – к среднему и верхнему палеозою (Арсеньевский, Алчанский, Центральный Сихотэ-Алиньский и др.), а северо-восточного и меридионального простирания (Меридиональный, Восточный и др.) – к позднему мелу.

ЛИТЕРАТУРА

- Артемов А.В., Херасков Н.Н. 1969. Тектоническое строение Улахан-Сисской зоны глубинного разлома. – В кн.: Мезозойский тектогенез. Тезисы докладов VII сессии Научного совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока, Магадан.
- Беллевский Н.А., Громов Ю.Я. 1955. Центральный Сихотэ-Алиньский структурный шов. – "ДАН СССР", 103, № 1.
- Берсенева И.И. 1964. О надвиговых и сдвиговых структурах Южной части Сихотэ-Алиня. – "ДАН СССР", 158, № 4.
- Берсенева И.И. 1974. Основные черты тектоники Приморского края. – В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан.
- Бурдэ А.И., Невалин Л.А., Соловьев В.О. 1963. Даубихинский разлом. – "Сов. геол.", № 5.
- Богданов П.А. 1963. Тектоническое развитие в палеозое Колымского массива и Восточной Арктики. – "Труды ГИН АН СССР", вып. 92.
- Вихерт А.В. 1960. Дербек-Нельгехинский разлом в фундаменте Верхояно-Колымской складчатой области. – "Геол. и геофиз.", № 3.
- Вихерт А.В. 1961. Тектоника. – В кн. Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М., Изд-во АН СССР.
- Вознесенский С.Д., Маннафов Н.Г. 1971. Надвиговый тип разрывов в зоне сочленения Охотско-Чукотского вулканогенного пояса и Верхояно-Колымской складчатой системы (на примере Арманского надвига). – В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан.
- Врублевский А.А. 1971. Разрывные нарушения юго-восточной части Сучанского прогиба. – "Геол. и геофиз.", № 10.

- Геология СССР. 1969. Т. XXII. Приморский край. Ч. 1. Геологическое строение. М., "Недра".
- Гвоздский М.В.* 1954. Тектонические поля напряжений. "Изв. АН СССР, серия геофиз.", № 5.
- Глубинное строение восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Верхояно-Чукотской области. 1968. М., "Наука", Авт.: Мокшанцев К.Б., Горинштейн Д.К., Гудков А.А., Гусев Г.С., Дензгин Э.В., Штех Г.И.
- Гусев Г.С.* 1969. Кинематика Южно-Верхоянской, Полоусненской и Индигиро-Колымской систем разломов Северо-Востока СССР. — В кн.: Мезозойский тектогенез. Тезисы докладов VII сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Магадан.
- Иванов Б.А.* 1960. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. — "Сов. геол.", № 10.
- Иванов Б.А.* 1961. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). — "ДАН СССР", 138, № 4.
- Иванов Б.А.* 1972. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток, Дальиздат.
- Калинин В.М.* 1963. Гидротермальные изменения и золотеносность пород зоны межформационного срыва между триасовой и юрской толщами в бассейнах рек Адыча и Эльги. — "Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР". Вып. 12. Якутск.
- Кирусенко Т.С.* 1970. О структурных особенностях Южно-Верхоянского синклинория. — В кн.: Тектоника Сибири, т. 4 (Тектоника складчатых областей Сибири и Дальнего Востока). М., "Наука".
- Красный Л.Л.* 1974. Особенности геологического строения и развития Илин-Тасской зоны (Северо-Восток СССР). Автореф. канд. дисс. Владивосток.
- Крежевских Ю.Г.* 1960. О надвиговых явлениях в хребте Тас-Хаяхта. — "Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутской АССР", вып. 1. Якутск.
- Ларин Н.И.* 1956. К тектонике Восточного Верхоянья. — Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР", вып. 10. Магадан.
- Лейпциг А.В.* 1971. Китчанское поперечное поднятие. — В кн.: Геология СССР. Т. XVIII. Западная часть Якутской АССР. Ч. 1, кн. 2. М., "Недра".
- Матвеево В.Т., Шаталов Е.Т.* 1958. Разрывные нарушения, магматизм и оруденение Северо-Востока СССР. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, т. 1. М., Изд-во АН СССР.
- Моралев В.М., Ставцев А.Л.* 1961. Основные черты тектоники восточной окраины Алданского щита и сопредельных областей. — "Труды ВАГТ", вып. 7.
- Наумов А.Н.* 1962. О характере сочленения Верхоянской складчатой системы и При-
верхоянского передового прогиба в районе западного склона хр. Орулган. — "Труды НИИГА", 130, вып. 19.
- Неволин Л.А., Чемерис Г.Д.* 1968. Сучанский разлом и его связь с другими региональными структурами. — "Информ. сб. Приморск. геол. упр.", № 6. Владивосток.
- Некрасов Г.Е.* 1971. Место гипербазитов, основных эффузивов и радиоларитов в истории развития полуострова Тайгонос и Пенжинского кряжа. — "Геотектоника", № 5.
- Новая зона глаукофанового метаморфизма в Тихоокеанском поясе. — "ДАН СССР", 213, № 6. 1973. Авт.: Шило Н.А., Гельман М.Л., Мерзляков В.М., Терехов М.И., Тильман С.М.
- О некоторых методах выявления магмо- и рудоконтролирующих структур. 1971. — В кн.: Новые данные по магматизму и минерализации в рудных районах Востока СССР. М., "Наука". Авт.: Волчанская И.К., Кулинич Р.Г., Фаворская М.А., Шило Г.И.
- Паклин А.Л.* 1963. О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движений по ним. — "Информ. сб. Приморск. геол. упр.", № 4. Владивосток.
- Паклин А.Л.* 1964. О центральном и меридиональном разломах Сихотэ-Алиня. — В кн.: Материалы по тектонике и петрологии Тихоокеанского рудного пояса. М., "Наука".
- Пейве А.В.* 1956. Общая характеристика, классификация и пространственное распределение глубинных разломов. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 1.
- Поле упругих напряжений Земли и механизм очагов землетрясений. 1972. М., "Наука". Авт.: Балакина Л.М., Введенская А.В., Голубева Н.В., Мишарина Л.А., Широкова Е.И.
- Полигов В.К.* 1972. Тектоническое развитие Бальгытчанно-Сугойского прогиба. — В кн.: Локальное прогнозирование в рудных районах Востока СССР. М., "Наука".
- Пушаровский Ю.М.* 1960. Приверхоянский краевой прогиб и мезозойцы Северо-Восточной Азии. М., Изд-во АН СССР.
- Рыбченков В.Н., Горшкова Е.Р.* 1965. О крупном сбросо-сдвиге на западном склоне Западного Верхоянья. — "ДАН СССР", 164, № 3.
- Сеславинский К.Б.* 1970. Строение и развитие Южно-Анюйского шовного прогиба (Западная Чукотка). — "Геотектоника", № 5.
- Сеславинский К.Б.* 1972. Омолонский сдвиг. — "ДАН СССР", 205, № 4.
- Силантьев В.Н.* 1963. Фудзино-Иманский сдвиг. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 2.
- Смирнов А.М.* 1973. Докембрийские структуры Приморья. — В кн.: Метаморфические комплексы Востока СССР. Владивосток.

- Суворов А.И.* 1973. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М., "Недра".
- Тектоническое строение Якутской АССР. 1964. М., "Наука". Авт.: Мокшанцев К.Б., Горнштейн Д.К., Гусев Г.С., Денюгин Э.В., Штех Г.И.
- Тильман С.М.* 1962. Тектоника и история развития северо-восточного Приколымья. - "Труды Сев.-Вост. комплексн. научн.-исслед. ин-та", вып. 1, Магадан.
- Уткин В.П.* 1974. Некоторые структурные закономерности рудолокализирующих разрывов. - "Труды ДВ политехн. ин-та", 58. Владивосток.
- Шило Г.К., Кучук В.В.* 1968. О глубинных разломах Приморья в свете геофизических данных. - "Инфор. сб. Приморск. геол. упр.", № 6. Владивосток.
- Kulinich R.G.* 1971. Geophysical fields of the Sikhote-Alin and their geological interpretation. - In: Island arcs and marginal Sea. Tonai Univ. Press.
- Shibata K., Adachi M., Mizutani S.* 1971. Precambrian rocks in Permian conglomerate from Central Japan. - "J. Geol. Soc." (Japan), 77, N 8.

СОВЕТСКИЕ КАРПАТЫ

Идея о покровном строении горных систем впервые зародилась у М. Бертрана, М. Люжона и у некоторых других геологов в начале XX столетия при изучении ими Альп. Однако, пожалуй, лишь после опубликования (спустя несколько лет) великолепного синтеза структуры Карпатской дуги М. Лимановским, а затем В. Улигом, эти представления получили широкое признание. Работами этих ученых и было положено начало систематическому изучению разрывных дислокаций с крупными горизонтальными перемещениями по ним не только в Карпатах, но и вообще на всей планете.

Для сектора Карпат, ограниченного реками Сан и Уж на западе и Сучава на востоке, уже в 30-е годы чешскими геологами для южного склона, а польскими для северного была намечена система крупных покровов, увязанная в общей форме со структурой соседних районов. Заслуга в этом принадлежит прежде всего Д. Андрусову, Р. Зуберу, А. Матейке, Я. Новаку, Г. Свидзинскому, Б. Свидерскому, К. Толвинскому.

Важной вехой в изучении Карпат были работы чешских и советских геологов (Лазько, Резвой, 1962; *Tectonic development...*, 1960), трактующих область сочленения Внутренних и Внешних Карпат, как крупную зону Перипеннинского (Закарпатского) глубинного разлома, и работы А. В. Пейве (1967), включившего эту область в состав Главного глубинного шарьяжа, разделяющего Внутреннюю и Внешнюю зоны альпийского пояса Европы.

Подавляющее большинство разрывных дислокаций в Карпатах проявляется в однообразных по литологическому облику и близких по физическим свойствам толщах терригенного флиша. Это и предопределило выбор методических приемов их выделения и изучения. Они не фиксируются четко ни визуально в рельефе, ни на топографических картах и схемах, ни на аэрофотоснимках. Из-за слабой обнаженности и значительной залесенности Карпат не удается, как правило, и проследить их непосредственно при осмотре разрывов. Осложняет выявление границ покровов также и то обстоятельство, что по характеру проявления, условиям залегания контактирующих горных пород, мощностям приразломных зон зачастую бывает трудно судить о их ранге, т.е. как мелкие разломы с амплитудой в несколько метров или десятков метров, так и крупные поверхности перемещения горных пород не имеют принципиально различного морфологического рисунка и масштаба приразломных явлений. Все это вместе взятое составляет объективную причину "зигзагов" в развитии представлений об общем стиле структуры Карпат и характере проявления разломной тектоники. Поэтому только тщательные, опирающиеся на детальные микропалеонтологические работы исследования стратиграфического положения флишевых толщ вместе с наблюдениями литолого-фациального порядка дают надежную основу для картирования их тектонических соотношений.

Помимо имеющего больше географическое, чем геологическое значение, деления всей Карпатской дуги на Западные, Восточные и Южные Карпаты общепринято подразделение их на Внутренние и Внешние Карпаты. В его основу положены различия времени проявления складчатости и формационного облика образований, слага-

ющих эти части дуги. Особенно четко такое деление можно провести в Чехословакии и Польше и в западной части Советских Карпат. Рубежом их является зона Пеннинских утесов (или Пеннинский пояс, по терминологии зарубежных исследователей). Во Внутренних Карпатах выделяют целый ряд самостоятельных структурных элементов, обычно объединяемых под названием Центрально-Карпатских массивов, перекрытых в значительной своей части слабо дислоцированным чехлом палеогена и мощными эффузивными толщами гельвета-левантина. Внешние, или Флишевые, Карпаты — поле развития мелового и палеогенового флиша на внешней (по отношению к Пеннинской зоне) стороне дуги, почти не содержащего в области своего распространения домеловых образований и вулканических пород.

Самостоятельное структурное положение занимает Мармарошский кристаллический массив и прилегающая к нему на северо-западе зона Мармарошских утесов. Это не прямой аналог Центрально-Карпатских массивов, так как он занимает более внешнее положение по отношению к шовной Пеннинской зоне. Но его нельзя считать, как полагают некоторые исследователи, и поднятым на дневную поверхность фундаментом Флишевых Карпат, так как вся послеоюрская история развития массива не сопоставима с эволюцией в это время Внешних Карпат. Предкарпатский прогиб подразделяется, вслед за В.С. Буровым и В.В. Глушко (До питания..., 1965), на три самостоятельные зоны.

Основными разломами, определяющими общую структуру, по крайней мере, Карпат и Предкарпатского прогиба, являются надвиги и шарьяжи. Фундамент Закарпатского прогиба, перекрытый 3-4-километровым чехлом, сейсмическими исследованиям трактуется, как система различных по гипсометрическому положению, размерам и конфигурации блоков, ограниченных крутопадающими разломами. Внутренняя структура таких блоков, по этим данным, вырисовывается в виде слабо дислоцированных в догельветское время толщ. Однако такая картина находится в противоречии с данными по некоторым глубоким скважинам. Так, например, скв. Солотвино-4 (глубиной свыше 3,5 км) под миоценовым чехлом последовательно вскрыла пестроцветный палеоген, затем сероцветный верхний сенон и вновь вошла в песчаники эоцена с нуммулитами. Нет соответствия результатов геофизических исследований с материалами глубокого бурения также и по внутренней структуре домиоценовых толщ. По данным сейсмки, это пологоскладчатые толщи, а по кернам скважин — интенсивно дислоцированные породы, ничем не отличающиеся по характеру складчатости от флишевых толщ Внешних Карпат.

Представляется более обоснованным полагать, что и фундамент Закарпатского прогиба имеет сложное складчато-покровное строение, а выявленные крутопадающие разломы, как более поздние (по отношению к надвигам) образования, лишь осложняют эти структуры. Однако недостаток фактического материала о пространственном положении и конфигурации надвиговых зон в фундаменте Закарпатья не позволяет показать их на прилагаемой карте.

Последовательное надвигание к северо-востоку (в сторону окраины Восточно-Европейской платформы) покровов Внешних Карпат, Бориславско-Покутской и Самборской зон убедительно доказано сотнями буровых скважин.

Скромную роль среди разрывных дислокаций с горизонтальным перемещением играют в Карпатах взбросы и сдвиги. Взбросы имеют несравненно меньший структурный ранг по сравнению с шарьяжами и надвигами, хотя отмечаются почти в каждой структурной единице, являясь нередко производными от крупных надвигов. Иногда они имеют и самостоятельное развитие (особенно в Утесовых зонах и на Мармарошском массиве). К категории сдвигов М.А. Безр (1969) причисляет Латорицкую и Верхнетиссенскую крупные зоны разломов. Почти во всех районах Карпат, особенно в их внешней части и в Предкарпатском прогибе, широко развиты довольно мелкие, не получившие географического наименования, поперечные к простиранию покровов разрывные дислокации сбросо-сдвигового характера.

В советской части с северо-востока на юго-запад выделяются следующие основные покровы: Самборский, Бориславско-Покутский, Скибовый, Черногорский, Дуклянский, Поркулецкий, Раховский, Магурский и Мармарошский (рис. 21). Субсилезкая и Силезская зоны здесь не упоминаются, так как в их пределах покровы по простиранию нередко затухают, приобретая черты автохтонности.

Указанные покровы отделены друг от друга тектоническими поверхностями, проникающими, видимо, до основания флишевого комплекса, а может быть, и захватывающими более глубокие горизонты, вплоть до кристаллического фундамента. Эти покровы в каждом случае не представляют единого целого и являются системой интенсивно дислоцированных (разных по своей морфологии, фациальному составу и структурному рангу) складчатых образований, разделенных, в свою очередь, серией других, менее значительных надвигов. Такие крупные чешуи в пределах одной структурно-фациальной зоны покрова, имеющие некоторые литофациальные особенности слагающих их флишевых пород, выделяются в ранге структурно-фациальных подзон. С морфологической точки зрения их следует трактовать, как покровы второго порядка. Иногда подзоны объединяют несколько отдельных чешуй, в пределах которых литолого-фациальных отличий либо не наблюдается, либо они имеют гораздо меньшее значение, чем отличия между подзонами. Таким образом, общая амплитуда горизонтального перемещения флишевых толщ может быть подсчитана при учете складкообразования и амплитуд движения по надвигам первого, второго и третьего порядка. К последней категории следует относить мелкие надвиги, картируемые по распространению отдельных чешуй в пределах структурно-фациальных подзон-покровов второго порядка.

С а м б о р с к и й п о к р о в на дневной поверхности появляется из-под надвига Флишевых Карпат в районе структурной сигмоиды у г. Перемышль в Польше и с небольшим прерывом в бассейне р. Черемоша, где он полностью перекрывается Бориславско-Покутским покровом, протягивается через всю советскую часть Предкарпатья и уходит на территорию Румынии. Здесь, уже под другим названием, он простирается еще на 300 км и доходит до Южных Карпат. К западу от г. Перемышль этот покров, по данным польских геологов Е. Гловацкого и Г. Юркевича, прослежен бурением под надвигом Флишевых Карпат до окрестностей г. Ропчик, т.е. еще почти на 100 км. Таким образом, общая протяженность Самборского покрова составляет около 700 км, а ширина его в советской части — до 25 км. Автохтоном покрова на северо-востоке является Бильче-Волицкая зона Предкарпатского прогиба, сложенная слабо дислоцированными толщами тортона — сармата, моноклинально погружающимися под покров, и разбитая системой разломов на отдельные ступенчатые блоки. В отличие от более внутреннего — Бориславско-Покутского покрова — Самборский не имеет в своем составе флиша и сложен исключительно молассовым комплексом (До питания..., 1965). Морфология внутренней структуры покрова — система сопряженных складок, осложненных надвигами второго и меньшего порядка.

На морфологию поверхности Самборского покрова, по данным В.В. Глушко, Б.В. Мыкиты, В.Н. Утробина и некоторых других геологов, существенное влияние оказали особенности строения автохтона, т.е. Бильче-Волицкой зоны Предкарпатского прогиба. Среди них следует прежде всего отметить характер строения отдельных блоков этой зоны, а также несовпадение простирания древних структур в автохтоне с простиранием Карпат. В этих особенностях, возможно, кроется причина резкого изменения мощностей приразломных зон, которые здесь колеблются от нескольких до 500 м, и появление или отсутствие приразломных антиклинальных складок в принадвиговой части автохтона. Все это обусловило сложную конфигурацию поверхности Самборского покрова (рис. 22; см. вкладку). Она очень полого ($15-30^\circ$), с резким увеличением крутизны у разломов, ограничивающих блоки автохтона, и выполаживанием в промежутках между ними. Принимая во внимание, что крупные разломы в автохтоне расположены косо к простиранию прогиба, ста-

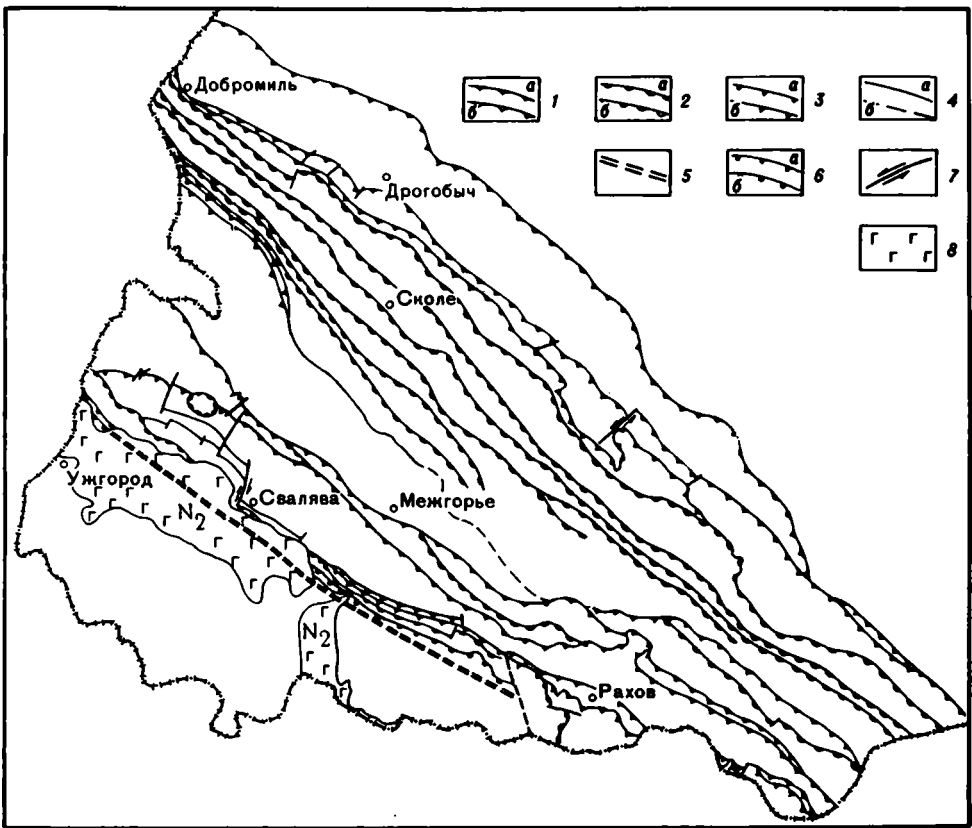


Рис. 21. Схема разломной тектоники Советских Карпат.

1 - шарьяжи (а - установленные, б - предполагаемые); 2 - надвиги (а - установленные; б - предполагаемые); 3 - взбросы (а - установленные, б - предполагаемые); 4 - разломы невыясненного типа (а - установленные, б - предполагаемые); 5 - разломы в донеогеновом фундаменте; б - сбросы (а - установленные, б - предполагаемые); 7 - сдвиги; 8 - эффузивы (преимущественно основные)

новится объяснимым и значительное изменение конфигурации поверхности покрова вдоль его простираия. В краевой части покрова, например на площади Коршев-Испас (Глушко, Мыкита, 1971), этот угол составляет около 45° . Примерно таким он остается за Покутским разломом, а затем снова уменьшается в сторону Румынии.

Минимальная, доказанная бурением амплитуда горизонтального перемещения по Самборскому покрову составляет 15 км. Истинная амплитуда остается невыясненной, так как пока еще нигде не установлены "корни" покрова. Судя по геологической ситуации, это вообще бескорневой покров, оторванный от своего субстрата и перемещенный на расстояние намного более 20–25 км. Также очень трудно судить о глубине залегания наиболее погруженной тыльной части покрова, перекрытой Бориславско-Покутским покровом. По данным геофизических исследований КМПВ (Чекунов, 1970), он везде интерпретируется, как полностью скальпированный отторженец, нижняя поверхность которого залегает в интервале 4–5 км и соприкасается либо с недислоцированными меловыми и палеогеновыми отложениями, либо непосредственно со слабо метаморфизованным средне- и верхнепалеозойским комплексом основания Карпат. А.В. Чекунов несколько опускает эту поверхность, считая, что ей отвечает сейсмический горизонт с граничной скоростью 5–5,6 км/с. Данные же глубокого бурения, как отмечал В.Н. Утробин (1973), указывают на гораздо большую глубину залегания внутренних частей Самборского покрова, достигающую, вероятно, 9 км и, может, несколько больше.

Бориславско-Покутский покров занимает более внутреннее положение, выходит узкой полосой из-под Скибового покрова у польско-советской границы и протягивается с некоторым расширением несколько далее советско-румынской границы, где он вновь уходит под надвиг Внешних Карпат. Затем, в виде окон или полуокон покрова Таркеу прослеживается почти до изгиба Карпат, образуя несколько обособленных систем складок. Продолжение покрова к западу от г. Добромиль — объект длительной дискуссии теоретического и прикладного значения, так как с этим покровом связаны практически все залежи нефти Предкарпатья и ряд крупных месторождений газа. Он не следует здесь за конфигурацией Перемышльской сигмоиды, а простирается субширотно, согласуясь с направлением регионального минимума значений силы тяжести, и быстро редуцируется. Таким образом, Бориславско-Покутский покров протягивается через всю советскую часть и большую румынскую часть Карпат и достигает длины почти 600 км при ширине до 17 км.

Внутренняя структура покрова — система опрокинутых складок с подвернутыми или полностью срезанными северо-восточными крыльями, разделенными надвигами второго порядка и сгруппированными в два, а местами в три (и, возможно, больше) яруса. В сложении их принимают участие соленосные толщи нижнего миоцена и флишевые образования мела и палеогена. По своей морфологии отмеченные ярусы складок напоминают структуры нагнетания. Соленосные молассы дислоцированы гораздо сложнее, чем подстилающий их флиш, — вплоть до появления элементов диапиризма.

Морфология поверхности Бориславско-Покутского покрова отличается от такой Самборского. Фронтальная часть покрова почти во всех пересечениях до глубины 3–3,5 км очень крутая ($70\text{--}80^\circ$) и иногда даже запрокинута к юго-западу. На глубине 3,5–4 км она постепенно становится равной $40\text{--}50^\circ$, а затем резко выполаживается и местами становится почти горизонтальной. Истинная амплитуда горизонтального перемещения Бориславско-Покутского покрова ничуть не меньше Самборского, хотя доказанная бурением минимальная амплитуда перемещения здесь гораздо меньше. Вряд ли обоснованы имеющиеся в литературе высказывания (Н.И. Шубин и др.) о резком воздымании в сторону Карпат поверхности платформенного основания и распространении Бориславско-Покутского покрова чуть ли не до основного водоораздела (данные сверхглубокого бурения не подтверждают этого представления).

Скибовый покров — самый внешний структурный элемент Флишевых Карпат. На карийнем западе (от бассейна р. Дунаец в Польше до Устрик Дольных у польско-советской границы) он перекрыт Субсилезским и местами Силезским покровами, а в пределах УССР граничит с Силезской (Кросненской) структурно-фациальной зоной. На крайнем юго-востоке на него надвигается Черногорский покров. Максимального значения ширина покрова достигает в междуречье Стрый и Ломница (около 40 км). Отсюда он постепенно сужается к границам с Польшей и Румынией. Резкое сужение покрова на юго-востоке И.В. Высоцкий и В.В. Глушко объясняют развитием здесь Буковинского поперечного регионального поднятия. Покров простирается на 750 км, достигая Южных Карпат.

На польской территории в окрестностях г. Пилзно и к западу от г. Жешув сохранились небольшие останцы Скибового покрова, залегающие непосредственно на платформенных миоценовых отложениях. В этих районах, а также в среднем течении р. Ломница, уже на советской территории установлены тектонические полуокна, в которых из-под Скибового покрова выступают либо терригенная моласса Предкарпатского аэохтона, либо соленосная толща миоцена Бориславско-Покутского покрова. Об этом же свидетельствует резкое сигмоидальное изменение простираения внутренней структуры и контура покрова у г. Перемышль и полуокно у с. Космач (с. Покутское).

Внутреннюю структуру Скибового покрова определяют узкие, но протяженные чешуи-скибы, отделенные друг от друга надвигами второго порядка. В разных пересечениях советской части Карпат их насчитывается от двух до шести (с севера на юг: Береговая, Оровская, Сколевская, Парашка, Зелемянка и Рожанка). В

своим большинством скибы представлены осложненными складчатостью и мелкими надвигами (третьего порядка) моноклиналями, которые трактуются, как висячие крылья разорванных крупных лежащих складок. По данным Н.Р. Ладыженского (Геология СССР, т. XLVIII, 1966), поверхность, по крайней мере, Оровского покрова второго порядка очень пологая, о чем свидетельствуют его тектонические останцы в районе г. Долина (непосредственно на Самборском покрове), у с. Солотвин (на Береговой скибе) и у г. Космач (на Бориславско-Покутском покрове). На это же указывает и полное срезание им Берегового покрова восточнее Покутского разлома.

Морфология поверхности Скибового покрова отлична от ранее рассмотренных покровов. Фронтальная ее часть крутая и даже иногда запрокинутая. Поведение более внутренней части покрова в разных пересечениях Карпат различно. Обычно здесь поверхность резко выполаживается до $25-30^{\circ}$ и подрезает надвиги второго порядка — надвиги отдельных скиб. В некоторых же местах (например, в районе Битковского месторождения) она очень резко воздымается кверху, а затем вновь погружается вниз на юго-запад, т.е. покров здесь ныряющий. Рельеф паравтохтонного ложа характеризуется в этом направлении перепадом высот до 1,5 км. Сверхглубоким бурением в последние годы доказано, что в 10—15 км от фронта покрова поверхность его вновь становится очень крутой ($60-70^{\circ}$). Доказанная геофизическими и буровыми данными минимальная амплитуда горизонтального перемещения Скибового покрова составляет примерно 20 км. Бескорневое положение отдельных внешних скиб также доказано бурением. Не исключено, что наиболее внутренняя часть Скибовой зоны там, где широко развит олигоценый комплекс, — может иметь и автохтонную природу.

Силезский покров на крайнем западе, на территории Чехословакии, где он известен под названием Жданицкого, — полого и иногда горизонтально залегающая структурная единица, перемещенная к северу до 30 км и более. Далее на восток, уже в пределах Польши, он сохраняет типично покровное строение с постепенным уменьшением амплитуды перемещения.

Вблизи советской границы, по данным польских геологов, северная периферия покрова ограничивается уже не надвигом, а взбросом, и у Устрик Дольных происходит полное его выклинивание. Геометрическое продолжение покрова, постепенно затухающего к востоку, на территории СССР представлено густой серией мелких разломов, обусловивших появление здесь нескольких очень узких чешуи. Через их посредство и происходит сочленение Силезской зоны непосредственно со Скибовой зоной.

Отмеченная закономерность характерна и для занимающего более внутреннее положение Силезского покрова. От полого лежащей пластины в пределах Чехословакии и Польши далее к востоку эта зона все больше и больше приобретает черты строения, характерные для автохтонных элементов и к категории покровов на территории советской части Карпат она уверенно не может быть причислена.

Черногорский покров лишь находится на геометрическом продолжении к юго-востоку Силезской зоны, хотя в литературе и высказывались мнения (К. Гузик, С. Вдовиаж, О.С. Вялов) о возможной их структурной связи. Зарождаясь в верховьях р. Черная Тисса у г. Ясинь, этот покров 15-километровой по ширине полосой протягивается до границы с Румынией, а затем, сужаясь и резко изгибаясь (в 40 км восточнее Кымпулунга), простирается до Южных Карпат, достигая по длине 400 км. В Румынии он известен, как покров Аудиа. В пределах Украины в нем выделяют две структурно-фациальные подзоны (покровы второго порядка): Скуповскую во внешней части и Яловичорскую (Говерлинскую) во внутренней. Внутренняя структура первой — типичная чешуя, погружающаяся к юго-западу. Структура второй — система очень узких и крутостоящих мелких чешуи. Внешний контур покрова прямолинейен, что указывает, скорее всего, на крутую поверхность его надвига. Таким он в общих чертах сохраняется и в зарубежной его части. Бурение в пределах Черногорского покрова не проводилось.

Дуклянский покров из-под надвига более южного Магурского покрова на дневной поверхности появляется в виде крупного эрозионного окна у г. Мшанец в верховьях р. Раба в польской части Карпат. Серией различных по величине тектонических окон в Магурском покрове он прослеживается в бассейне рек Дунец, Белая и Ропа. Сплошной полосой протягивается от верховьев р. Вислок через польскую часть на восток Карпат и почти всю советскую часть Карпат. Общая протяженность его превышает 420 км. Следует оговориться, что восточное окончание покрова не всеми принимается однозначно, что связано с условностью причисления Близишской и Лужанской структурно-фациальных подзон. Одни включают их в состав Черногорского покрова (Безр, Бызова, 1967), другие — Дуклянского (Геологическое строение..., 1971). На севере Дуклянский покров надвигается вначале на Силезский покров, на небольшом отрезке в междуречье Тересва и Черная Тисса — на Скибовый покров, а далее на юго-востоке он контактирует уже с Черногорским покровом и тектонически выклинивается в истоках р. Черемош. В свою очередь, на юге его перекрывают вначале Магурский, а затем (в пределах Советского Закарпатья) Поркулецкий покровы. Характер поверхности Дуклянского покрова в пределах советской части Карпат твердо не установлен. Можно лишь отметить ее значительную крутизну на юго-востоке, где она имеет форму взброса. Таким же покров представляется П.Ю. Лозыняку (Геологическое строение..., 1971) на берегу р. Веча. Но еще западнее, в бассейне р. Латорицы, откартировано тектоническое полуокно Дуклянского покрова, свидетельствующее об очень пологой его поверхности. Также пологую поверхность покров имеет в истоках р. Черная Тисса (в пределах Близишской подзоны). Минимальная амплитуда, доказанная съемкой, горизонтального перемещения покрова, составляет 12 км.

Поркулецкий покров — прямое продолжение нижнего внутреннего покрова (Теляжен) румынской части Карпат и протягивается на нашу территорию до бассейна р. Уж. Он окаймляет с юга Дуклянский и на незначительном отрезке Черногорский покровы, а сам перекрывается Раховским, на небольшом расстоянии Мармарошским и на крайнем западе Магурским покровами. В районе г. Свалява он причленяется непосредственно к Пеннинской зоне. Дискуссионной остается трассировка западного окончания Поркулецкого (по терминологии других геологов, Буркутского) покрова. Она уверенно проводится там, где по внешней его периферии встречаются характерные нижнемеловые отложения шипотской свиты (критерий принадлежности к Дуклянскому и Черногорскому покровам). Северо-западнее бассейна р. Боржава границы покрова проводятся по-разному. Нами они проводятся ближе к предложенным М.А. Безром и С.Л. Бызовой (1967), чем другими геологами.

О перемещении Поркулецкого покрова к северу на расстояние около 10 км можно судить по так называемому Петрошскому языкообразному тектоническому полуостанцу (Безр и др., 1965). В этом районе (бассейн р. Черная Тисса) поверхность покрова почти горизонтальна, но далее к северо-западу и юго-востоку от него становится довольно крутой и переходит в типичный взброс. Интересно отметить, что линия Поркулецкого покрова — единственная во Флишевых Карпатах, которая на значительном расстоянии трассируется цепочкой мелких тектонических клиньев нижнемеловых карбонатных пород и сопряженных с ними эффузивов, претерпевших зеленокаменное переорождение.

Магурский покров на территорию Советских Карпат заходит лишь своим юго-восточным окончанием, прослеживается от чехословацко-советской границы до бассейна р. Латорица и составляет полосу до 40 км по простиранию и менее 7 км по ширине. На территории Польши и Чехословакии он занимает большую часть площади Внешних Карпат и протягивается в виде дугообразной полосы до Малых Карпат, где и перекрывается миоценом Венского бассейна. О типично шарьяжной природе Магуры в зарубежной ее части свидетельствуют многочисленные, выступающие далеко к северу причудливые по конфигурации полуостанцы и останцы, залегающие на Дуклянском и Силезском покровах, а также тектоническое окна Дуклянского покрова. О минимальной амплитуде горизонтального перемещения Магуры к северу более чем на 50 км свидетельствует расстояние

между самым северным тектоническим останцом покрова и самым южным тектоническим окном (в одном пересечении) на территории Чехословакии и Польши по долине р. Вислок. Естественно, что истинная амплитуда его гораздо больше. По мнению некоторых польских геологов (например, по устному сообщению В. Сикоры), Магурская зона является аллохтонной, по крайней мере до линии регионального минимума значений силы тяжести, которая иногда (у г. Новы Торг) приближается к Пеннинской зоне на расстояние до 10 км. Вероятнее всего, что вся эта зона образует крупный бескорневой покров и перемещена в горизонтальном направлении более чем на 70 км.

Раховский покров занимает крайне внутреннее положение во Флишевых Карпатах. Он зарождается в бассейне р. Боржава и узкой (сотни метров — первые километры), прерывающейся в бассейне р. Тересва полосой простирается до границы с Румынией и далее под названием Верхнего внутреннего покрова, или покрова Чахлеу, протягивается южнее г. Синай до Южных Карпат. Покров образует дугу длиной 500 км, окаймляющую с внешней стороны зону Мармарошских утесов и Мармарошский кристаллический массив. К северу, а в Румынии к востоку, на всем своем протяжении он надвинут на Поркулецкий покров. Характер контакта его с этим покровом на нашей территории изучен недостаточно, поэтому физический объем покрова до сих пор не установлен. Представляется более обоснованным принять его, вслед за Д. Андрусовым, в объеме только слоев синяя (раховской свиты). Конфигурация внешнего ограничения покрова (по крайней мере, на территории Украины) более или менее прямолинейна. Угол наклона его поверхности к юго-западу, по данным геологической съемки, довольно крутой, но, по-видимому, так же как и для других покровов, это относится только к фронтальной части. Сам же он, судя по его форме в Румынии, залегает полого и, вероятно, полностью сорван со своего основания. На пологое залегание даже лобовой части Раховского покрова в долине р. Теремля указывает небольшое эрозионное окно, в котором выступают уже отложения Поркулецкого покрова. О величине горизонтального перемещения покрова на территории советской части Карпат достоверных данных не имеется.

Мармарошский покров ограничивает с юго-запада Флишевые Карпаты и состоит из двух неравнозначных элементов: Мармарошского кристаллического массива и зоны Мармарошских утесов. На территорию нашей страны заходит лишь примерно десятая часть этого крупнейшего во всей Карпатской дуге кристаллического массива, во многом определяющего собой общую структуру румынской части. При ширине 5—25 км он протягивается на 240 км.

Как уже отмечалось, шарьяж, отделяющий Мармарошский массив от Флишевых Карпат, имеет самый высокий структурный ранг и является, вероятнее всего, трансформированным из зоны глубинного разлома, имеющего, по меньшей мере, домезозойское заложение (Лазько, Резвой, 1962; Круглов, 1965). К этой важнейшей структурной линии приурочены протрузии серпентинитов. Именно она характеризуется развитием (уникальной в Карпатах) зоны тектонических блоков и клиньев, сложенных геологическими образованиями, отличными от районов, ею разделяемых. С этой линией связано также появление многосотметровых олистостромовых образований (в Румынии и в зоне Мармарошских утесов), в которых отдельные олистолиты достигают в длину до километра. Именно здесь располагался в меловое время источник размыва для обломков гранитоидов, аналогов которых нет во всем современном денудационном срезе Карпат. Эта линия как раз и совпадает с резким (около 30 км) перепадом глубины залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича. По этой линии приведены впритык области с принципиально различной историей их развития в течение всего обозримого геологического времени.

В пределах советской части Закарпатья конфигурация фронтальной части Мармарошского покрова такова, что дает основание считать минимальную амплитуду горизонтального перемещения, не превышающей нескольких километров. Соотношения же массива с Раховским покровом (Чахлеу) в Румынии указывают на гораздо большую величину (превышающую десятки километров). Внутреннюю структуру

Мармарошского массива, по новым данным (Бызова и др., 1971), определяют две основные тектонические единицы — также покровы: Деловецкий и Белопотокский. Особенно отчетливо по этим данным вырисовывается покровное строение Деловецкой единицы, надвинутой к северо-востоку на Белопотокскую. Между последней и Раховским покровом выделяется промежуточный (Каменнопотокский, или Радомирский) покров, который одни геологи условно причисляют к Раховской структурно-фациальной зоне, а другие — к Мармарошской. Минимальная амплитуда перемещения Деловецкого покрова, по сведениям С.Л. Бызовой (Об основных чертах..., 1971), составляет 11 км на нашей территории и 25 км на румынской. В свою очередь в Деловецком покрове выделяют 2–3 более мелких покрова (третьего порядка).

На геометрическом продолжении кристаллического массива к северо-западу — в зоне Мармарошских утесов — также выделяются две структурно-фациальные подзоны (покровы второго порядка): Вежанская (внешняя) и Монастырецкая (внутренняя).

Характер поверхности Мармарошского покрова в своей фронтальной части, называемой иногда (М.Г. Ломизе и др.) Главным Мармарошским разломом, не одинаков в различных местах. Очень полого, иногда почти горизонтальна, она в Чивчинских горах, где массив местами полностью перекрывает Раховский покров. Здесь имеются даже изолированные тектонические отторженцы. В других районах она достаточно крутая (более 45°). Также крутая она и в области зоны Мармарошских утесов. В долине р. Тербля заложена в 300 м от фронта надвига скважина не вышла из Мармарошского покрова на глубине 546 м, а в долине р. Боржавы (у с. Долгое) скважина, забуренная в 0,5 км от надвига, не прошла его, по крайней мере до глубины 2165 м.

Пеннинская утесовая зона играет очень важную структурную роль, разделяя собой Внешние и Внутренние Карпаты с их резко различной историей геологического развития. Изучение ее показывает, что это — глубинный разлом, по крайней мере, домезозойского, а по данным чешских геологов (В. Зоубек, М.Машка) — докембрийского заложения. Удивительно хорошо выраженная в литолого-фациальном отношении на всем своем протяжении (около 600 км), она по крутопадающей к юго-западу поверхности явно надвинута на разные элементы Внешних Карпат и претерпевает сильное внутреннее сжатие, о чем свидетельствует двух-трехъярусное и более строение ее в доступных для изучения разрезах. Однако явно шовный характер зоны на дневной поверхности и приуроченность именно к этой линии резкого скачка (до 25–30 км) глубин залегания поверхностей Конрада и Мохоровичича свидетельствуют против ее аллохтонного положения.

Латорицкая сдвиговая зона прослеживается почти в поперечном к карпатскому простиранию направлении в бассейне рек Латорица — Уж полосой в несколько десятков километров. По данным гравиметрии и характеру структур флишевого чехла, она выявлена М.А. Безром (1969) в пределах всего южного склона Карпат и предполагается на северном склоне; трактуется, как правосторонний сдвиг с амплитудой в 15–25 км. В осадочном чехле эта зона проявилась в виде серии првых сбросов-сдвигов и сбросов-надвигов с амплитудой до 5 ам и сигмоидального изменения простирания продольных структур с амплитудой до 6 км.

Верхнетиссенская зона разломов трактуется как система левосдвиговых дислокаций субширотного (восток-северо-восток $60\text{--}70^{\circ}$) простирания с амплитудой перемещения по фундаменту в 10–15 км (Безр, 1969). По данным М.А. Безра, здесь отмечается сигмоидальное изменение простирания структурных элементов Раховского, Поркулецкого и Черногорского (покровов с амплитудой до 10–12 км. Эта зона совпадает также с западным ограничением Петропольского языкообразного тектонического полуостанца и покрова Скуповской подзоны. В южной своей части она ограничивает Мармарошский кристаллический массив, а на севере — Покутские Карпаты. Следует отметить, что наибольшее влияние

Верхнетиссенской сдвиговой зоны сказалось именно в предопределении конфигурации покровов, что связано, вероятно, с характером залегания блоков дофлишевого фундамента. Резкие же изменения простирания складчатых структур либо какие-то другие явные сдвиговые явления во флишевом чехле устанавливаются с большими трудностями.

Структурные особенности и возраст горизонтальных перемещений

Анализируя пространственное распределение разрывных дислокаций с горизонтальной составляющей в пределах советской части Карпат, можно выделить несколько районов, характеризующихся индивидуальными особенностями их проявления. Одним из них является Скибовый покров. Здесь, пожалуй, наиболее четко выражена система более или менее равнозначных сближенных надвигов второго порядка, обусловивших общий чешуйчатый (скибовый) облик внутренней структуры покрова. Это обычно выдержанные по простиранию надвиги, преимущественно с прямолинейными контурами, направление которых в общем совпадает с линией регионального минимума силы тяжести, интерпертируемого, как область сочленения геосинклинального и платформенного основания Карпат.

Второй район — Яловичорский покров второго порядка. На всем протяжении в его пределах развита исключительно густая сеть продольных разломов, обусловившая появление многочисленных узких чешуи и "чешуек", имеющих ширину иногда даже в несколько первых десятков метров. Однако в отличие от Скибового покрова, чешуи здесь не имеют скибового облика, не выдерживаются на значительных расстояниях, а слагающие их меловые отложения поставлены круто и разделены крутопадающими сбросами.

Третий район — западная часть Дуклянского покрова в бассейне р. Уж. Она знаменуется широким распространением довольно пологопадающих мелких надвигов и взбросов с отчетливо выраженной местами не северо-восточной (характерной для Карпат), а юго-западной вергентностью надвигания по ним флишевых толщ. Вероятно, ретрошарьяжное происхождение имеет и широко известный тектонический останец Полонины Ровной, "запечатывающей" собой контакт Поркулецкого и Дуклянского покровов.

Четвертый район — Мармарошский массив. В отличие от всех остальных районов, где развиты только покровы чехла первого, второго и меньшего порядка, здесь мы имеем дело с покровами комплекса основания. Пожалуй, только здесь имеются практически горизонтально залегающие пластины (например, Деловецкая), нижние поверхности которых подрезают корни всех других более мелких разломов, развитых в их теле.

Относительно пространственных парагенетических соотношений покровов (а также надвигов) и сдвигов следует указать, что связь их своеобразна. Как уже отмечавшиеся сдвиговые зоны, так и более мелкие, здесь не упоминавшиеся, не служат боковыми ограничителями покровов и крупных надвигов, т.е. не являются зонами зарождения покровов, а играют более скромную роль рубежей, в определенной степени влияющих на амплитуды перемещения и морфологию нижних поверхностей покровных пластин по разные стороны от этих зон. Вероятно, сдвиговые смещения имеют более древнее заложение и более крупный структурный ранг по сравнению с надвиговыми, и в момент покровообразования они лишь возобновлялись ("оживлялись"), не компенсируя в сколько-нибудь значительной степени возникшие в это время тангенциальные напряжения. Крупные же сдвиговые зоны, служившие областями релаксации указанных колоссальных напряжений, следует искать далеко за пределами советской части Карпат, в районах резких изгибов Карпатской дуги — как на ее крайнем севере, так и на крайнем юге (Пейве, 1967). В советском же секторе Карпат, так же как и в соседних районах дуги, можно лишь констатировать постепенное уменьшение по простиранию амплитуд перемещения некоторых покровов с переходом их через зоны чешуи и разломов, а то

и системы складок, в структурно-фациальные зоны без явно выраженного покровного стиля.

Перейдем теперь к рассмотрению вопросов, связанных со временем зарождения и основными этапами развития разрывных дислокаций с горизонтальной составляющей. О проявлении движений во Флишевых Карпатах в домиоценовое время никаких данных не имеется. Все выходящие здесь флишевые толщи от валанжина по верхний олигоцен включительно залегают согласно, без каких-либо признаков стратиграфического или углового несогласия. Высказывавшиеся на первых этапах изучения Карпат советскими геологами соображения о наложенных олигоценовых мульдах и предолигоценовой фазе складчатости (А.А. Богданов) оказались ошибочными. Более определенные данные имеются о характере домиоценовых движений во внутренних районах Карпат.

Как уже отмечалось, по меньшей мере, домезозойское заложение имеет зона Перипенинского (Закарпатского) глубинного разлома (Tectonic development..., 1960), претерпевшая значительное внутреннее сжатие (сокращение слагающих ее структурных элементов). Несомненно, доказанными здесь являются предпалеогеновые (даний – ранний палеоцен) движения, имевшие, вероятнее всего, в это время лишь глыбовый характер. Именно в ларамийскую фазу складкообразования произошло взламывание компетентного субстрата (юрских – неокомских известняков) и вовлечение его в некомпетентную глинисто-мергелистую оболочку альба – маастрихта (Круглов, 1960). Об этом свидетельствует резко несогласное трансгрессивное (с базальным глыбовым горизонтом конгломератов в основании) залегание нижнего эоцена на размытой поверхности слабо дислоцированных меловых отложений. Но уже в савскую фазу складкообразования меловые и эоценовые отложения были смяты в сложные конформные складки и вовлечены в систему многоярусных маломощных пологих покровов небольшой амплитуды с северо-восточной вергентностью. Завершающим этапом развития горизонтальных движений стало запрокидывание и даже некоторое надвигание Пенинского утесового пояса на юг в сторону Закарпатского тыльного прогиба, что имело место в послетортонское время (вероятно, в сармате). Именно этим движениям (существенно не отразившимся, кстати, на общей структуре Карпат) А. Матейка придавал важное значение. Представление о проявлении в Пенинской зоне меловых субгерцинских движений (и в связи с этим образованием покровов) по отношению к советской части Карпат лишено каких-либо оснований. Очень сомнительно оно, по наблюдениям автора, и по отношению к зарубежной их части. Эти движения имели место лишь во Внутренних Карпатах.

Для покровов внутри Мармарошского массива (и, вероятно, зоны Мармарошских утесов) послебарремский, но доальбский, этап покровообразования обосновывается соотношением толщ этого возраста. На территории Румынии (Об основных чертах..., 1971) отмечаются места трансгрессивного перекрытия вракон-сеноманскими отложениями тектонических окон, сложенных образованиями, включающими неоком. Громадные олистолиты баррема – алпа широко развиты в альбской части соймульской свиты в зоне Мармарошских утесов (Круглов, Кузьмичева), что косвенно свидетельствует о крупных движениях в это время. На несколько более раннее (готеривское) развитие покровов указывает, по мнению С.Л. Бызовой, горизонт олистолитов в раховской свите. Время же надвигания всего Мармарошского массива на Внешние Карпаты остается твердо не установленным, хотя и высказываются соображения, что оно также происходило в мелу. Однако кажется странным, что окаймляющие северо-восточную периферию массива и зоны Мармарошских утесов конгломераты соймульской свиты (альб – сеноман) почему-то нигде не "запечатывают" линии этого покрова и нигде не отмечены в качестве трансгрессивного комплекса в пределах Внешних Карпат. Кажется вполне вероятным, что основным этапом развития этого покрова, так же как и для всех покровов Внешних Карпат, является предмиоценовое время. В течение мела и палеогена Мармарошский массив и Внешние Карпаты

разделялись крупнейшей Северомармарошской кордильерой, по обе стороны которой происходило принципиально иное тектоническое развитие.

На латеральную подвижность Мармарошского покрова и отдельных его фрагментов в послеолигоценное (но догельветское — раннетортонское) время отчетливо указывает надвигание Монастырецкой единицы, соединяющейся с внутренним флишем Мармарошской впадины в Румынии, на Везанскую единицу и на собственно кристаллический массив.

Не одноактными были покровообразующие движения и во Внешних Карпатах. Здесь в составе покровов — от Раховского на юге до Скибового на севере — нет отложений моложе верхнего олигоцена. Меловые же и палеогеновые флишевые толщи не фиксируют каких-либо признаков тектонических подвижек в это время. Следовательно, прямые геологические данные указывают лишь на то, что во Флишевых Карпатах все покровы послеолигоценные. Необходимо отметить, что в литературе, особенно румынской, неоднократно высказывались предложения о выделении внутренних покровов Флишевых Карпат (покров Чахлеу и, возможно, некоторые сопряженные с ним единицы) в область более ранней складчатости и покровообразования (интерниды или дацилы). Предполагается, что время надвигания покрова Чахлеу (Раховского) — верхний сенон или конец мела (М. Сандулеску). Считается, что покров Чахлеу — своеобразный паравоттон, "затащенный" в надвигание мощными движениями более внутренних единиц. Такое толкование истории развития внутренних покровов Флишевых Карпат не исключается, но и не базируется на несомненных фактических данных.

Более определенно можно судить об этапности развития горизонтальных движений Скибового покрова и покровов Предкарпатского прогиба. Хорошо документирован узкий временной диапазон наиболее раннего проявления движений в Скибовой зоне. Отложения верхнего олигоцена (менилитовая и поляницкая свиты) — самые молодые в Карпатах, а осадки нижневоротыщенской свиты (хат? — аквитан?) знаменуют собой начало орогенного этапа. Это так называемая первая карпатская фаза складчатости. Возможно, что при этом происходили и какие-то горизонтальные движения, хотя подтверждающих прямых геологических фактов не имеется. Внутри Бориславско-Покутского покрова, как это установлено по данным бурения на площадях Рассольная и Ольховка (Жлиточенко и др., 1964), основные движения по надвигам происходили после раннего тортона, но до раннего сармата.

Самборский покров сформировался только в послераннесарматское время, а в позднетортонское он представлял собой зону, испытавшую, вероятно, лишь вертикальные подвижки. В послераннесарматское время внутри Бориславско-Покутского покрова значительных движений уже не было. Сам покров как "монолитное" тело лишь пассивно передавал тангенциальные усилия от своего внутреннего края к внешнему, в результате чего, видимо, и произошло резкое увеличение крутизны его фронта и даже запрокидывание на юг.

* * *

Заканчивая обзор главнейших разрывных дислокаций советской части Карпат, отметим, что, видимо, правы те исследователи, которые считают подавляющее большинство карпатских покровов результатом эволюции долгоживущих (консидментационных) разломов, разделявших отдельные флишевые трогги и сопряженные с ними крупные кордильеры. По некоторым из них в эпоху расширения пра-Карпат происходили довольно мощные излияния (преимущественно в подводных условиях) продуктов основного вулканизма, реликты которых сохранились в виде отторженцев по фронту отдельных покровов. Свидетелями прикордильерных мелководных образований являются известные у нас и в Чехословакии нефлишевые карбонатные (с аммонитами) толщи неокома, с которыми

и сопряжены эти вулканиты. Об этом свидетельствует и пространственная близость разнородных по лито-фациальному облику разновозрастных флишевых толщ, и широкое распространение в их составе обломков так называемых экзотических пород, нигде не выходящих на поверхность в современном денудационном срезе Карпат. Если же учесть, что среди них встречаются разнообразные гранитоиды, часть которых разновозрастна с заложением и развитием флишевых трогов, то становится понятной вся сложность допокровной предыстории Карпат, расшифровать которую давно, но пока — то без особого успеха, пытаются геологи разных стран.

По-видимому, только одних этих соображений достаточно для высказывания предположения о существовании в допокровный этап развития Карпат механизма глубинного "засасывания" значительных участков континентальной коры (во Внешних Карпатах) и, видимо, океанической (в области сочленения их с Внутренними). Основным фактором смены вертикальных движений, проявившихся вдоль швов флишевых трогов и разделявших их кордильер, на горизонтальные были сжимающие напряжения, возникшие нормально или диагонально к направлению простирания этих швов. Представляется вероятным первичнонаклонное к юго-западу положение поверхностей разломов, что предопределило в дальнейшем северо-восточную вергентность покровов. На ранних этапах развития покровообразования зажатые по разломам блоки геоантиклинального развития (кордильеры) играли, по выражению О.С. Вялова (1965), роль "упоров", способствуя тем самым концентрации сжимающих напряжений по их периферии. В дальнейшем, при образовании сколов в дофлишевом фундаменте, произошло погружение ("засасывание") всех или части этих блоков, и зоны прикордильерных швов стали областями разрядки напряжений, превращаясь в поверхности надвигов и шарьяжей.

Складкообразование и последовавшее за ним развитие разрывных дислокаций во флишевом чехле лишь пассивно отражало сжатие и сколы его фундамента. Флишевый чехол играл при этом не роль трансформатора напряжений, а, скорее, их гасителя. Вот почему некоторые покровы, особенно в Предкарпатском прогибе, имеют гравитационный облик, что в общем-то вполне объяснимо, если принять указанный механизм их образования. К моменту общего воздымания Карпат основные покровы уже как таковые наметились, и возникновение горного рельефа принципиально не нарушало генеральной северо-восточной их вергентности. В это время зарождаются лишь послезерозионные надвиги и покровы с преимущественным юго-западным направлением перемещения (например, в Дуклянском покрове). О масштабах проявления таких покровов можно судить по их частям, уцелевшим от денудации. Видимо, они были довольно значительными, хотя в результате интенсивного размыва сохранились лишь небольшие их фрагменты. К этому типу следует, по-видимому, причислить покров, почти горизонтально залегающий останец которого на Полонине Ровной перекрывает контакт Поркулецкого и Дуклянского покровов и имеет, судя по фациям верхнего мела, ретрошарьяжное происхождение. Он занимает здесь наиболее высокое гипсометрическое положение. Эти горизонтальные движения с перемещением к юго-западу означают собой заключительный этап развития покровов Внешних Карпат.

ГОРНЫЙ КРЫМ И СЕВЕРНОЕ ПРИЧЕРНОМОРЬЕ

Краткая характеристика разломов Горного Крыма

Сейсмическими, гравиметрическими и гидромагнитными исследованиями в пределах Горного Крыма и смежных частей Черного моря отчетливо выявляется система прямолинейных зон неоднородностей земной коры, трактуемых обычно, как глубинные разломы или шовные зоны. Наиболее крупные из этих глубинных зон дислокаций оконтуривают Горный Крым с четырех сторон, придавая ему

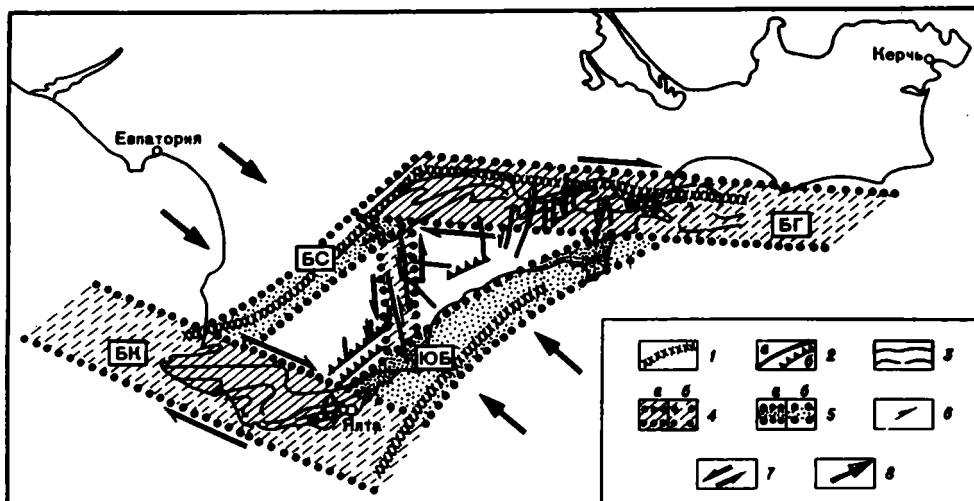


Рис. 23. Основные зоны концентрации деформаций Горного Крыма

1 – глубинные швы, фиксируемые сейсморазведкой и гравиметрией; 2 – геологические разрывы, картируемые на поверхности (а – сдвиги, сбросо-сдвиги, сбросы, б – надвиги, взбросы); 3 – выборочные слоевые линии в зонах мелкой складчатости; 4 – зоны концентрации сдвиговых и взбросо-сдвиговых деформаций (БГ – Белогорская, БК – Балаклавская); 5 – зоны концентрации взбросо-надвиговых деформаций (ЮБ – Южнобережная, БС – Бахчисарайская); 6 – направление относительного перемещения крыльев отдельных сдвиговых разрывов; 7 – направление предполагаемого горизонтального перемещения крупных блоков земной коры вдоль зон концентрации сдвиговых деформаций; 8 – предполагаемая ориентировка вектора максимального бокового сжатия в позднеальпийское время

характерные ромбовидные очертания. Глубинный шов, составляющий северо-восточную "сторону" этого ромба (рис. 23), отчетливо фиксируется по сейсмическим и гравиметрическим данным (Борисов, 1967; Балавадзе и др., 1968; Лезбедев, 1965). В поверхностной структуре этот шов выражен Белогорской зоной взбросо-сдвиговых деформаций. Последняя представляет собой прямолинейную полосу дислокаций шириной 10–15 км и длиной более 60 км, вытянутую в восток-юго-восточном направлении от Симферополя до Феодосии и сложенную серией асимметричных, нередко фестончатых складок восток-северо-восточного простирания. Складки этой зоны располагаются кулисообразно друг к другу на фоне пологой моноклинали, погружающейся в сторону Индоло-Кубанского прогиба. Складчатый рисунок этой зоны (кулисный ряд фестончатых складок, затухающих в удалении от зоны глубинных дислокаций) предположительно говорит о совместном проявлении здесь деформации сжатия и правого сдвига.

Другая зона правосдвиговых деформаций располагается в юго-западной части Горного Крыма, на участке побережья от мыса Херсонес до мыса Форос. Внутри этой зоны, названной Балаклавской (Горшков, Расцветаев, 1969) и простирающейся с северо-запада на юго-восток, наблюдается кулисообразное расположение трех крупных антиклинальных складок субширокого простирания: Балаклавской, Сухореченской и Форосской. Первые две характеризуются односторонним наклоном шарниров на восток и имеют облик асимметричных фестончатых долу-складок ("аксоноклиналей", по А.В. Лукьянову, 1965), характерных для складчатости сдвига (Пейве, 1960). Параллельно этой системе кулисных складок в пределах смежной части Черного моря располагается зона погружения подводного склона, а также область смены региональных типов геофизических полей (Гончаров и др., 1972). По предположению А.И. Шалимова (1966), здесь проходит зона Херсонесско-Сарычского глубинного разлома северо-западного простирания, фиксируемая цепочкой интрузий и линейным расположением очагов землетрясений этой части Черноморского побережья. Северо-западное продолжение этой

зоны глубинных дислокаций известно под наименованием Ямполь-Одесской зоны разломов, которая контролировала палеотектоническую зональность Причерноморской впадины в меловое и палеогеновое время (Ермаков, 1968). По данным гидромагнитной съемки (Методика и некоторые результаты..., 1967), в этой зоне наблюдается полоса активных положительных магнитных аномалий с

Рис. 24. Сопряженные сдвиги в районе горы Ат-Баш (по В.И. Лебедевскому и А.И. Шалимову с незначительными дополнениями)



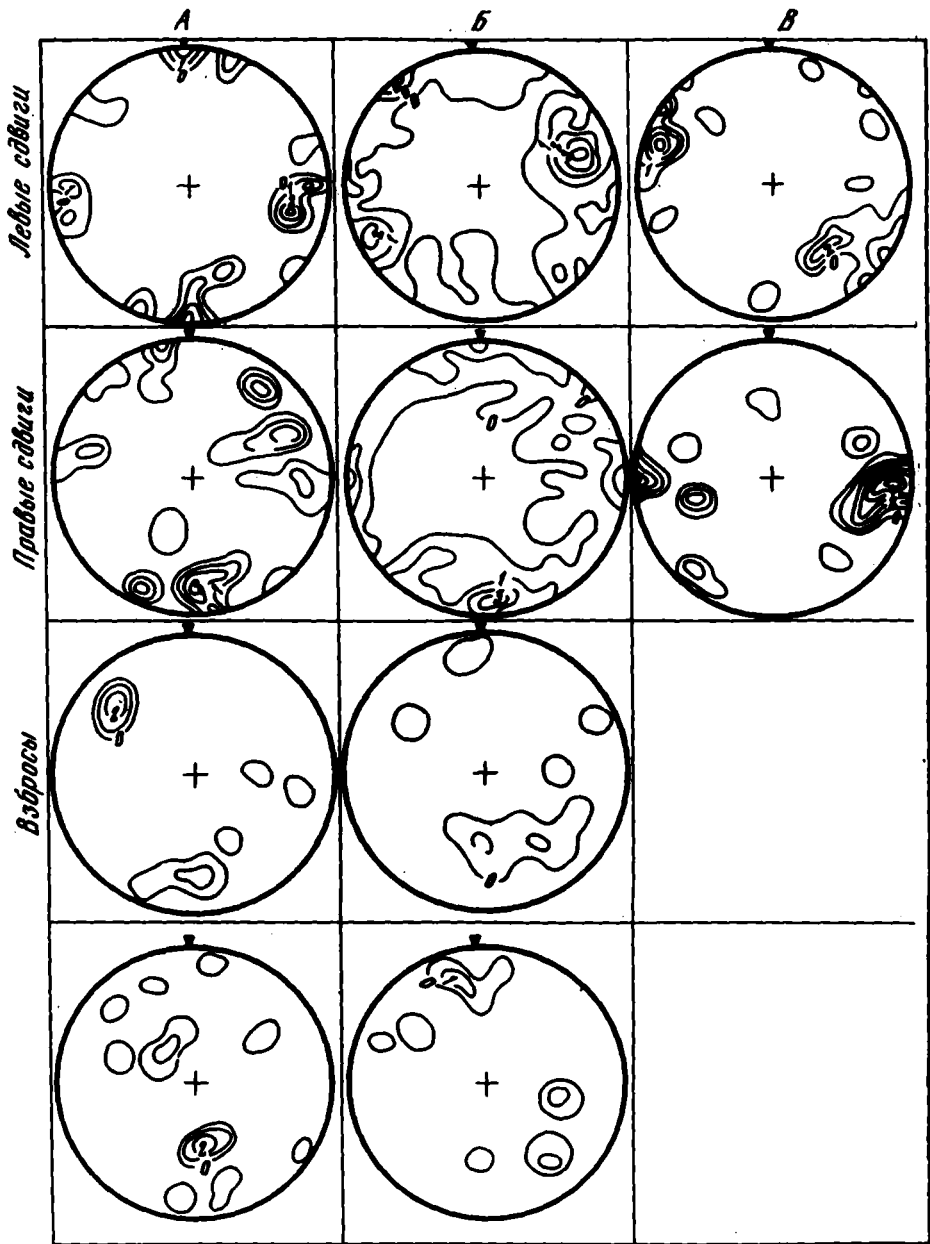
залеганием верхних кромок магнитовозмущающих масс близ кровли гранитного слоя (4–7 км).

Существенно иной представляется кинематическая характеристика Южнобережной зоны глубинных дислокаций, огибающей Горный Крым с юга и юго-востока. Этот важнейший структурный шов протягивается параллельно Южному берегу Крыма вдоль зоны интенсивного градиента силы тяжести (Борисов, 1967), примерно совпадающего с резким уступом континентального склона дна Черного моря (Муратов, 1960; Гончаров и др., 1972). На Ялтинско-Алуштинский участок континентального склона проецируется фокальная зона крымских землетрясений, наклоненная в сторону Крымского полуострова и уходящая на 40 км в глубину (Горшков, Левицкая, 1947)¹. Наклон этого глубинного шва в сторону приподнятого блока, а также ориентировка векторов сжатия в очагах крымских землетрясений (Широкова, 1967), достаточно надежно устанавливают надвиговый характер Южнобережной зоны глубинных дислокаций. Поверхностным структурным проявлением дислокаций Южнобережной надвиговой зоны является система сильно сжатых, нередко опрокинутых и надвинутых на юг складок Южнобережного и Туакского поднятий.

Северо-западное ограничение Горного Крыма проходит по прямолинейной зоне Бахчисарайской моноклинали, которой, по данным сейсморазведки, отвечает глубинной тектонический шов северо-восточного простирания (Лебедев, 1965; Тектоника области..., 1968). В этой же зоне зафиксирована цепочка положительных магнитных аномалий небольшой глубины заложения (Методика и некоторые результаты..., 1967). По аналогии с Южнобережным глубинным надвигом и тектонической трещиноватости в пределах самой моноклинали можно высказать предположение о взбросовом характере этого глубинного шва.

Помимо отмеченных выше зон глубинных дислокаций по окраинам Горного Крыма, имеются некоторые зоны повышенной дислоцированности внутри самого складчатого сооружения. Наиболее крупная из таких зон – Алуштинско-Симферопольская меридиональная система дислокаций, пересекающая Крым по меридиану Алушты. С ней связаны Салгирская, Ангарская и Кебитская системы субмеридиональных разрывов, резкое смещение в плане оси Главной Яйлинской синклинали, полоса повышенной дислоцированности пород таврической серии, а также наиболее мощные в Крыму магматические проявления.

¹ По данным Ю.К. Шукина (1972), фокальная зона южнокрымских землетрясений имеет более сложное строение и, по-видимому, включает в себя элементы двух сопряженных глубинных надвиговых зон встречной вергентности.



Интенсивность и длительность магматической деятельности, проявлявшейся вдоль Алуштинско-Симферопольской зоны в ниже- и среднеюрское (возможно, и в более позднее) время, быстрота и резкость фациальных замещений в верхнеюрских толщах Чатыр-Дага и Демерджи-Яйлы совершенно справедливо указываются С.А. Ковалевским (1965) и А.И. Шалимовым (1966) как признаки глубинности этой системы дислокаций; на сочленении Алуштинско-Симферопольской и Южнобережной шовных зон находится область наиболее интенсивных магнитных и гравитационных аномалий, а также зона повышенной сейсмичности. По характеру поверхностной структуры зона Алуштинско-Симферопольского разлома должна быть квалифицирована, как система левосдвиговых и сбросовых деформаций. На пересечении с этой зоной все крупнейшие элементы Горного Крыма образуют сигмоидальный изгиб — "своеобразную горизонтальную флексуру, осложненную сдвигами" (Шалимов, 1966). В результате ось Главной

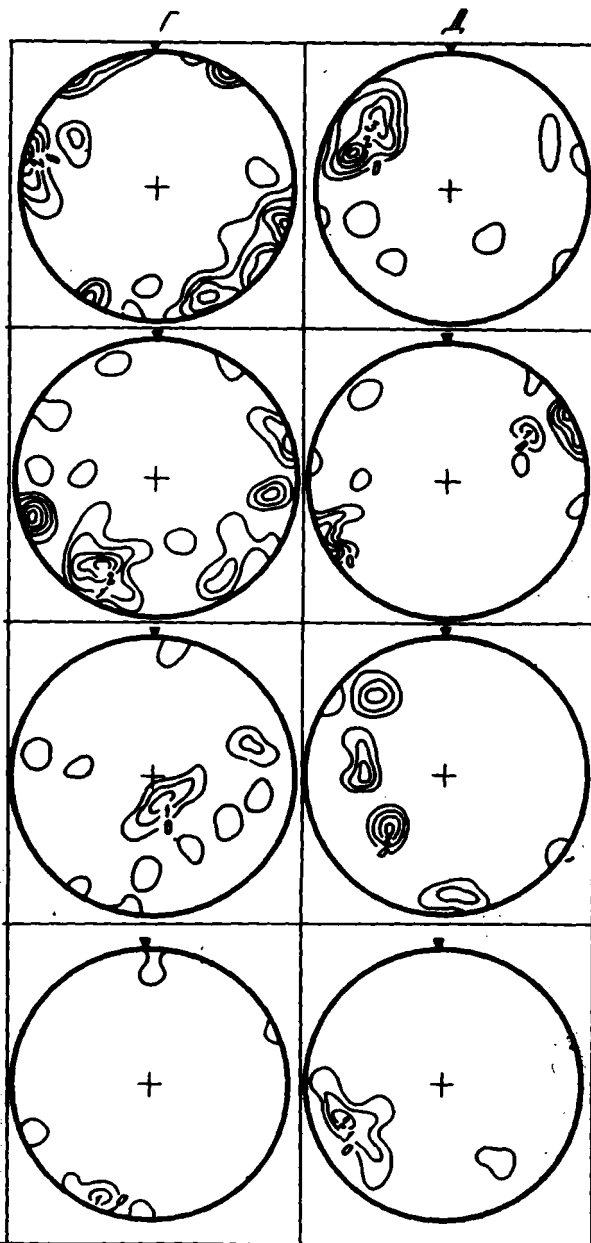


Рис. 25. Распределение зеркал скольжения в зонах разрывов восточной и центральной частей Горного Крыма (составил А.Н.Тихонов при участии Л.М.Расцветова)

А — Лозовое, Б — Северный Чатырдаг, В — Демерджи, Г — верховья р. Индол, Д — верховья р. Тонас

синклинали Яйлы испытывает горизонтальный отход против часовой стрелки на несколько десятков километров¹.

Рассмотрим морфологические особенности основных систем дизъюнктивных нарушений, картируемых на поверхности Горного Крыма. Преобладающее развитие имеют здесь крутые прямолинейные разрывы субмеридионального простирания, протяженностью до нескольких десятков километров. Вдоль подавляющего большинства разрывов этой системы наблюдается горизонтальное левостороннее смещение геологических границ, а иногда и отдельных частей довольно крупных складок, например Главной (Яйлинской) синклинали (орографически это выражается в кулисном расположении разобщенных массивов гор Бабуган-Яйлы, Чатыр-Даг, Демерджи-Яйлы и Караби-Яйлы). Амплитуда горизонтального перемещения здесь не менее 3—5 км по каждому из разделяющих блоки разломов; вдоль некоторых из них развиты левосдвиговые горизонтальные штриховки. Имеющиеся факты в

целом позволяют охарактеризовать субмеридиональные разрывы Горного Крыма, как систему левых сбросо-сдвигов с преобладанием горизонтальной составляющей над вертикальной.

Другую группу разрывов Горного Крыма составляют надвиги. Преобладающее простирание надвиговых швов составляет обычно 60—70° на восток-северо-восток; плоскости сместителей полого (до 30—45°) наклонены на север. В пределах Судакского синклинали Восточного Крыма их амплитуда достигает 3 км при

¹ Не следует, однако, считать, что это левосдвиговое смещение целиком носило эпигетический (по отношению к Главной синклинали) характер. По-видимому, само заложение и развитие Яйлинской синклинали и смежных поднятий происходило здесь в условиях левосдвиговой деформации, что и определило изначально кулисный характер строения Яйлы. Эта первичная кулисность была, видимо, утрирована впоследствии системой левосдвиговых сколов, заложившихся в "пазухах" отдельных синклиналичных ячеек.

протяженности свыше 10–15 км (Муратов, 1960). Крупные надвиговые зоны (Лозовская и Битакская) описаны в районе Симферополя (Кипарисова и др., 1969), а в последнее время и в районе с. Трудолюбовка к востоку от г. Бахчисарай (Короновский, Милеев, 1974). В юго-западной части Крымских гор надвиговые структуры изучены слабее, однако и здесь они отмечены в ряде мест (южнее крылья Кастропольской, Форосской и Ялтинской антиклиналей; Муратов, 1960). Некоторые разломы этого направления, ранее трактовавшиеся, как сбросы, по всей видимости, имеют взбросовую природу (например, продольные разрывы, обрамляющие Главную синклинали юго-западного Крыма и осложняющие контакт верхнеюрских и таврических отложений).

Значительно меньшую роль в современной структуре Горного Крыма играют правые сдвиги. Они представляют собой трещины северо-западного простирания с крутым наклоном сместителей, вдоль которых наблюдается отчетливая правосдвиговая штриховка (например, район гор Байдары и Ат-баш на юго-западе Крыма, — рис. 24; верховья р. Тонас в Восточном Крыму; Тихонов, 1973). Разрывы этой группы обычно не достигают значительных размеров, но играют существенную роль в общей совокупности мелких дизъюнктивов, сплошной сеткой пересекающих горные породы.

Все отмеченные выше разрывы являются сдвигами в механическом смысле слова. Построение диаграмм по методу Г.П. Горшкова (1947) и М.В. Гзовского (1963) убеждает, что все они относятся к единому семейству трещин скальвания, связанных с боковым давлением северо-западной (приблизительно 330°) ориентировки (рис. 25).

Воздействие той же системы напряжений можно усмотреть и в преобладающей ориентировке складчатых структур. Большинство линейных складок Горного Крыма протягивается в восток-северо-восточном направлении, поперек вектора сжатия, установленного по соотношению разрывных нарушений. С этим хорошо коррелируются некоторые морфологические особенности крымских складок (усложнение степени сжатия в ядрах, концентрический облик и послойные проскальзывания взбросового типа на крыльях отдельных складок, характер распределения трещиноватости и т.п.), позволяющие рассматривать их как складки продольного сжатия.

Мы приходим, таким образом, к выводу, что альпийская структура Горного Крыма сформировалась под решающим влиянием тангенциального сжатия северо-северо-западного направления. Это общее сжатие, определяющее основное поле напряжений Горного Крыма в позднеальпийское время¹, действовало на всю глубину земной коры, причем геологические проявления бокового сжатия были различны на разных глубинных уровнях (рис. 26; см. вкладку). Размещение и кинематика) главнейших зон глубинных дислокаций были predeterminedены более древними, вероятно доальпийскими, структурными особенностями территории; позднеальпийские напряжения, развивающиеся в геологически анизотропной среде, привели к формированию сложной складчато-глыбовой структуры Горного Крыма.

Поднятие Горного Крыма представляет собой своеобразный асимметричный горст-моноклиний, ограниченный, как уже отмечалось, с четырех сторон системами глубинных разломов: Балаклавским с юго-запада, Белогорским с севера и северо-востока, Южнобережным с юго-востока и юга, Бахчисарайским (Симферопольским) с северо-запада. Вся совокупность имеющихся данных позволяет предположительно диагностировать Балаклавский и Белогорский швы как правые взбросо-сдвиги, Южнобережный и Бахчисарайский — как глубинные надвиги

¹ В структуре Горного Крыма фиксируются отчетливые следы и субмеридионального сжатия, отразившегося в субширотной ориентировке некоторых линейных складок, в сбросо-раздвиговых движениях по швам субмеридионального направления и в формировании сетки сопряженных сколовых трещин с субмеридиональной осью скальвания. Это поле напряжений, вероятно, играло существенную роль лишь на ранних стадиях альпийского развития региона.

с элементами левого сдвига (Ажгирей, 1960). Вполне вероятно, что горст-моноклиналная структура Горного Крыма изначально была обрамлена глубинными швами и никогда не имела ни западной периклинали, ни южного крыла, которые предполагаются под водами Черного моря многими исследователями, рассматривающими Горный Крым, как уцелевшую от новейших опусканий часть крупного антиклинория.

Положение Горного Крыма в структуре и рельефе Северного Причерноморья

*Батиметрические данные*¹. Крымский полуостров и Синопский выступ образуют как бы центральный пережим, разделяющий Азово-Черноморскую котловину (и, в частности, глубоководную ее часть) на две геоморфологически разобщенные части: западную и восточную. В месте пережима акватория сужается до 250 км, достигая к востоку и западу от него до 600 км и более. Центрально-Черноморское сужение — область максимально контрастного рельефа, отметки которого колеблются от -2212 до +1545 м и более.

Как Крымский, так и Синопский выступы побережий сопровождаются соответствующими выступами континентального уступа, имеющими угловатые очертания. Рассматривая общие очертания побережий Азово-Черноморской котловины, внешнего и внутреннего контура глубоководной Черноморской впадины, можно наметить некоторые линии, играющие важную роль в рельефе этой области. Наиболее важное значение имеют две линии северо-западного направления: линии Орду—Одесса и Сухуми—Николаев. Вдоль первой ориентированы хр. Архангельского, Севастопольский участок континентального склона и область восточного замыкания Центрально-Черноморской мульды — наиболее глубоководной части Черноморской впадины, оконтуренной по изобате 2200 м. Вблизи этой линии и почти параллельно ей ориентированы также участки побережий Синоп—Орду и Айя—Днепровский лиман. Линия Орду—Одесса делит Черноморскую глубинную впадину по диагонали на две, примерно равные части, как бы сдвинутые и разобщенные по часовой стрелке на 150—200 км. Линия Сухуми—Николаев разделяет Крымско-Черноморскую и Азово-Кавказскую области. Широкая полоса, соответствующая Туапсинскому отрезку континентального склона, продолжена к северо-западу изломом материкового уступа на меридиане г. Керчь, восточным побережьем Феодосийского залива, западным побережьем оз. Сиваш и Перекопским перешейком.

Меньшую роль играют линии северо-восточного простиранья: Бургас—Таганрог и Босфор—Керчь. Первая может быть отчетливо прослежена вдоль северо-западного отрезка континентального уступа, через северо-западное побережье Крымского полуострова на северо-западный берег Азовского моря. Вторая выделяется значительно менее четко вдоль подножия материкового склона Центрально-Черноморской впадины (около изобаты 2000 м, протягивающейся к юго-западу от Горного Крыма), далее на Ялтинский отрезок континентального склона, через северо-восточный излом Керченского отрезка материкового уступа на юго-восточное побережье Азовского моря.

Гравиметрические данные. Аномалии силы тяжести в редукции Буге позволяют выделить три области, резко различные по типу аномального гравитационного поля. Северная область соответствует южной окраине Восточно-Европейской платформы и характеризуется интенсивными линейными меридионально вытянутыми положительными аномалиями, разделенными полосами слабо повышенных значений Δg . Субширотная, несколько изломанная севернее Перекопа линия, ограничивающая эту область с юга, проходит вдоль северной окраины Азово-Черноморской акватории, примерно совпадая с грабенообразной шовной зоной, отделяющей Русскую плиту от Скифской. Южная область также характеризуется повышенными значениями силы тяжести, на фоне которых выделяются два крупных

¹ Описание проводится по данным В.П. Гончарова, Ю.П. Непрочнова и А.Ф. Непрочновой (1972).

высокой интенсивности максимума овальной конфигурации. В целом она соответствует глубоководной части Черноморской котловины, а региональные максимумы внутри нее — Западно- и Восточно-Черноморской впадинам.

Между северной и южной областями положительных гравитационных аномалий расположена обширная область переменных значений Δg , целиком охватывающая Крым, Добруджу, Западный Кавказ и прилегающие части Азово-Черноморской акватории. В северной части этой области, примерно совпадающей с Каркинитской и Сивашской депрессиями, выделяется субширотная полоса слабоперенного поля силы тяжести, осложненного несколькими отрицательными аномалиями субширотного же простирания. Южнее контрастность аномального поля резко увеличивается. Здесь располагаются крупные гравитационные максимумы (Горно-Крымский и Новоселовский в Крыму, Новороссийский и Краснополянский на Западном Кавказе) и глубокие гравитационные депрессии, окаймляющие с севера Западный Кавказ и с юга Горный Крым. Более мелкие локальные депрессии располагаются вдоль Кавказского и Балканского побережий Черного моря. Конфигурация и простирание всех перечисленных выше аномалий, а также ориентировка разделяющих их гравитационных ступеней отчетливо подчинены здесь двум основным направлениям — северо-западному и северо-восточному; эти же диагональные направления контролируют и конфигурацию границ, разделяющих выделенные выше области с различным типом строения гравитационного поля.

Более детальное рассмотрение гравиметрической карты Крымского участка Северного Причерноморья еще лучше иллюстрирует общую контрастность аномального поля переходной (Кавказско-Крымско-Добруджинской) области и соотношения северо-западных и северо-восточных элементов в его структуре. Учитывая, что гравитационные аномалии этой области отражают структурно-вещественные неоднородности различных глубинных горизонтов коры и верхней мантии (Геология СССР, 1969, т. VIII; Лебедев, 1965; Собакарь, 1970), можно предположить здесь сетку глубинных нарушений северо-восточного и северо-западного простирания. Наиболее крупные из таких зон пересекают Черное море в направлении с юго-востока на северо-запад по линиям Орду—Измаил и Поти—Николаев. Последняя косо пересекает Крымский полуостров от берегов Феодосийского залива до с. Раздольного и г. Красноперекопска; вдоль этой зоны наблюдается заметная концентрация гравитационных ступеней северо-западного простирания, а также торцовое причленение локальных гравитационных максимумов (Новоселовского, Симферопольско-Новоцарицынского, Балаклавско-Тополевского) и минимумов (Каркинитского и Сорокинского) северо-восточного направления к субширотным и северо-западным гравитационным аномалиям Восточного Крыма и Западного Приазовья (Виноградовский максимум, Сивашский и Индольский минимумы). Гравитационные аномалии Западного Крыма и смежных акваторий разделены серией гравитационных ступеней северо-восточного простирания, также трактуемых обычно, как глубинные разломы или шовные зоны (Лебедев, Оровещий, 1966; Тектоника области..., 1968). Система гравитационных ступеней северо-восточного простирания намечается и в области северо-западного окончания Кавказа (Новороссийская, Анапская и Азовская ступени). Менее отчетливые зоны градиентов или других изменений силы тяжести наблюдаются вдоль линий Бургас—Жданов, Хадзыженск—Каховка, Каховка—Измаил, Кропоткин—Мелитополь, Эрегли—Темрюк.

Анализ конфигурации и распределения изостатических аномалий силы тяжести, рассчитанных М.А. Артемьевым (1971), тоже подтверждает представления о диагональной сети плотностных неоднородностей, существующих внутри литосферы в районе Черного моря. Как видно, главнейшие изостатические аномалии располагаются здесь в шахматном порядке, отделяясь друг от друга гравитационными ступенями северо-западного и северо-восточного простираний. Некоторые аномалии вытянуты в северо-западном направлении (Восточно-Черноморские положительная и отрицательная аномалии; аномалия к северо-западу от г. Инеболу), другие — в северо-восточном (отрицательные аномалии к востоку от г. Бургас и к юго-востоку от Крыма); третьи имеют более сложную конфигурацию и со-

стоят из чередующихся звеньев северо-восточного и северо-западного направления. Таково строение крупной полосы положительных изостатических аномалий, протягивающейся в субширотном направлении от Западного Кавказа через Горный Крым к Южной Добрудже. Эта полоса состоит из нескольких интенсивных изостатических максимумов северо-восточной ориентировки, соединяющихся узкими и слабоинтенсивными аномальными зонами северо-западного простирания. Таким образом, создается впечатление, что основные зоны избыточных плотностей Северного Черноморья располагаются кулисообразно и как бы смещены друг относительно друга по часовой стрелке.

Магнитометрические данные. Крымский полуостров находится в зоне сочленения трех областей с различным типом аномального магнитного поля. К северу от линии Ейск—Джанкой—Красноперекоепск располагается система резких положительных полосовых аномалий субмеридионального простирания, характерных для южной части Восточно-Европейской платформы.

Западная часть Черноморской впадины характеризуется пониженной в целом напряженностью магнитного поля, на фоне которой преобладают слабые субширотные аномалии с глубиной залегания верхних кромок магнитовозмущающих масс до 15–17 км (Николаев, 1973).

Восточная часть Черного моря (включая Западный Кавказ и восточную часть Крымского полуострова) отличается крупными линейными аномалиями северо-западного простирания; наиболее крупная из них — Крымско-Аджарская положительная региональная аномалия, протягивающаяся через всю Восточно-Черноморскую впадину от берегов Южного Крыма до района г. Поти. Северо-восточный край этой крупной региональной аномалии совпадает с Восточно-Черноморским швом (Терехов и др., 1973), устанавливаемым морскими сейсморазведочными исследованиями МОВ на западном продолжении Кахетинско-Лечхумской шовной зоны (граница Кавказского сооружения и Закавказской глыбы).

Юго-западная граница Крымско-Аджарской магнитной аномалии близко совпадает с зоной выклинивания "гранитного" слоя, устанавливаемого данными ГСЗ. Серия положительных магнитных аномалий северо-западного простирания также располагается во внутренних частях и вдоль северо-восточного склона Западного Кавказа. Между ними, а также юго-западнее Крымско-Аджарской магнитовозмущающей зоны располагается серия линейных отрицательных магнитных аномалий, вытянутых в северо-западном направлении. В северо-западной части описываемой области (в пределах Крыма и к юго-юго-востоку от него) наблюдаются субширотные и северо-восточные простирания изоаномал. В целом восточная часть Черноморской впадины вместе с обрамляющими ее складчатыми сооружениями характеризуется резко неоднородным магнитным полем с преобладанием неоднородностей северо-западного простирания, пересекаемых в районе Крыма и Северо-Западного Кавказа системой более мелких зон северо-восточного простирания.

Сейсмологические данные. Работами В.И. Бунз, Г.П. Горшкова, А.Я. Левицкой, П.Н. Николаева, И.И. Попова, Ю.К. Щукина и других исследователей установлено, что большинство землетрясений приурочено к восточной и центральной частям Черноморской впадины; наибольшее количество эпицентров отмечено в районах к югу и западу от Крыма и в юго-восточной части акватории (Николаев, 1973). В пределах Крымской сейсмоактивной области эпицентры концентрируются на довольно ограниченных площадях, главная из которых располагается к югу от Южного берега Крыма и, по данным Ю.К. Щукина (1972), имеет трапецевидные очертания; стороны этой "трапеции" имеют северо-западное, основание — восток-северо-восточное простирания.

Большой интерес представляет распределение эпицентров крымских землетрясений с глубиной. Как отметил Г.П. Горшков еще в 1947 г., "очаги лежат в пределах широкой полосы, соответствующей близ поверхности дна континентальному склону и уходящей в глубь коры, под массив Горного Крыма, до глубины 30–40 км, с наклоном к северо-западу под углом 60° . Фиксируемая таким путем активная сейсмотектоническая зона ограничена как с запада, так и с востока поперечными текто-

ническими линиями. Именно здесь, на значительных глубинах, порядка 10–40 км, локализируются, развиваются и время от времени разрешаются в форме землетрясений тектонические напряжения, сопровождающиеся надвигами юго-западных частей Крымского антиклинория на юг, в сторону погружающейся впадины Черного моря” (Горшков, Левницкая, 1947, стр. 37). Последующие исследования Г.П. Горшкова (1968) и Ю.К. Щукина (1972) позволили уточнить строение и наклон фокальной зоны крымских землетрясений. Выделение сейсмической энергии происходит здесь в пределах мощного блока земной коры до 50–75 км шириной, ограниченного разломами и весьма полого (до 30°) наклоненного под Крымский полуостров; на глубине около 30 км от этой главной фокальной зоны отходит менее значительная зона, полого наклоненная на юг (см. рис. 26). Осевые плоскости этих взаимно сопряженных фокальных зон могут трактоваться, как зоны максимальной концентрации современных скалывающих напряжений и, предположительно, как зоны формирующихся в современную эпоху глубинных разломов.

Для многих землетрясений Западного Кавказа, Понта и Восточного Причерноморья определены динамические параметры дислокаций в очаге. По данным Е.И. Широковой, в очагах землетрясений Кавказа и Малой Азии преобладают субмеридиональные или северо-западные субгоризонтальные напряжения сжатия. По свидетельству П.Двойченко (1928), во время Крымского землетрясения 1927 г. произошли активные дислокации почвы вдоль субмеридионального Западно-Чатырдагского левосдвигового шва. Северо-западная ориентировка сжимающих напряжений фиксируется и правосдвиговыми сеймотектоническими подвижками по Северо-Анатолийской зоне разломов (Ravoni, 1961); обследование современных и древних сейсмодислокаций в Абхазо-Сванетской части Западного Кавказа также свидетельствует о северо-западных или субмеридиональных напряжениях сжатия при их формировании (Сейсмодислокации Западного Кавказа..., 1972).

Таким образом, анализ сейсмогеологических данных позволяет судить о современном напряженном состоянии земной коры интересующего нас региона, наметить положение и морфологические особенности некоторых глубинных швов в его пределах.

Сейсморазведочные данные. Большое количество профилей ГСЗ, отработанных начиная с 1957 г. на акватории Черного и Азовского морей и смежных территориях (Непрочнов, 1962; Гончаров и др., 1966, 1972; Соллогуб и др., 1966; Тектоника области..., 1968; Геология СССР, 1969, т. VIII; Николаев, 1970; Глубинное строение..., 1970; Муратов, 1972), показывают, что общая мощность земной коры меняется от 20–22 км в центральных частях Черноморской впадины до 45–50 км в пределах Горного Крыма и Западного Кавказа. Увеличение мощности земной коры, как правило, происходит за счет “базальтового” слоя, что хорошо иллюстрируется глубинным разрезом на рис. 26. Области максимальной мощности земной коры резко изостатически перегружены и воздымаются вопреки изостазии (Авдулов, 1969; Артемьев, 1971).

Внутренняя часть Черноморской впадины характеризуется отсутствием “гранитного” слоя и двухслойным строением земной коры. Выклинивание “гранитного” слоя приурочено к узкой зоне, простирающейся примерно параллельно материковому склону в 100 км к югу от него; к этой же зоне приурочено резкое погружение подошвы осадочного чехла. К югу от Крыма линия выклинивания “гранитного” слоя испытывает резкий коленообразный изгиб к северо-западу и приближается к уступу материкового склона юго-западнее г. Балаклава. Интересно отметить, что на большей части Восточно-Черноморской впадины зона выклинивания “гранитного” слоя следует вдоль юго-западного ограничения Крымско-Аджарской региональной магнитной аномалии, трактуемой рядом исследователей, как отражение субпараллельных пластовых тел основных и ультраосновных пород, наклоненных на северо-восток под углами 45–60° (Я.П. Маловицкий, Б.Д. Углов и др.). Резкий коленообразный изгиб зоны выклинивания к югу от Крыма приурочен к зоне Орду-Одесского линейamenta и связан, по нашему мнению, с крупной дизъюнктивной дислокацией северо-западного простирания.

Многие исследователи полагают, что на Северное Причерноморье (а иногда и весь Черноморский регион) можно распространить систему субмеридиональных швов, характерную для южного склона Русской плиты (Чекунов и др., 1965; Тектоника области..., 1968; Николаев, 1970). Другие отдают предпочтение при трассировке глубинных швов Черноморского региона диагональным направлениям (Ермаков, 1968; Хаин, 1969; Собакарь, 1970; Семов, 1975). Так, Ю.Г. Ермаков (1968) в структуре Северного Причерноморья выделяет систему северо-западных (Комрат-Вилковская, Ямполь-Одесская, Уманско-Перекопская) и северо-восточных (Саксаганско-Очаковская, Тарханкутская и Молочанская) зон глубинных разломов, отчетливо проявляющихся в строении как палеозойского фундамента, так и альпийского чехла. Нам представляется, что такая трассировка глубинных швов Северного Причерноморья больше соответствует имеющимся сейсмическим, гравиметрическим и геологическим данным. Меридиональные простирания имеют второстепенное значение в альпийской структуре Черноморского региона и приобретают решающую роль в пределах Украинского щита и на его склонах.

В пределах Северного Причерноморья данными ГСЗ установлено также несколько зон субширотных разломов, под разными углами наклоненных в северных румбах (Непрочнов, 1962; Соллогуб, 1969; Соллогуб и др., 1966). Наиболее крупные из этих глубинных швов отделяют погруженный край Украинского щита от Сивашско-Каркинитской системы грабенообразных прогибов, Равнинный Крым от Горного и Горный Крым от впадины Черного моря. Соответствующая последующему зона потери корреляции сейсмических волн фиксируется на глубинах от 10 до 45 км, причем верхняя кромка этой зоны располагается в зоне континентального уступа, обрамляющего Крым с юга (Соллогуб, 1969). По-видимому, эти субширотные швы представляют собой глубинные взбросо-надвиги, по которым происходит тектоническое сближение Черноморской и Южно-Русской литосферных плит. Представляется также вероятным, что эти относительно крутые взбросо-надвиговые швы соединяются на глубине в единую пологую зону скальвания, по которой континентальная плита Западной Евразии надвигается на субокеаническую (см. рис. 26).

Внутреннее строение осадочного чехла Северного и Восточного Причерноморья изучено сейсморазведочными исследованиями МОВ и КМПВ. В западной части Равнинного Крыма (Черняк, 1969; Краткая характеристика..., 1969) выделяется целый ряд локальных складок меловых и палеогеновых отложений, группирующихся в крупные антиклинальные зоны восток-северо-восточного простирания (Тарханкутская, Новоселовская и Евпаторийско-Симферопольская антиклинальные зоны). Западное продолжение этой системы складок — морские поднятия: Тарханкутское, Западно-Меловое, Крымское и Архангельское. Система восток-северо-восточных разломов отделяет Тарханкутскую антиклинальную зону от смежной к северу Каркинитской впадины. В 20—50 км западнее берегов Крыма наблюдается резкое погружение антиклинальных зон Западного Крыма (данные Д.А. Туголесова, 1973 г.). Это погружение происходит вдоль широкой флексуры северо-западного простирания, к которой с запада и востока кулисно причленяются все основные поднятия и прогибы осадочного чехла этой части Северного Причерноморья. По характеру структурного рисунка, сгущению стратиграфическим различным горизонтов, а местами и непосредственным данным МОВ, в верхней и нижней частях этой обширной флексурной зоны можно предположить наличие крупных структурных швов северо-западного простирания; восточный из них имеет северо-северо-западное простирание и трассируется в район Одессы; западный прослеживается в направлении г. Вилково и имеет запад-северо-западное простирание. Обе зоны нарушений сходятся непосредственно к югу от Крымского выступа континентального шельфа. Северо-западнее Тарханкутского полуострова, кулисообразно к одноименной антиклинальной зоне, в клиновидном блоке между этими швами расположена относительно линейная антиклинальная зона восток-северо-восточного простирания, объединяющая поднятия Голицына, Шмидта и Очаковское (Краткая характеристика..., 1974). Эта зона по морфологии и ориентировке

весьма сходна с Тарханкутской; она отделена от средней части Каркинитского прогиба продольным разрывом (надвиг?), от восточной – поперечной зоной нарушений (сдвиг?).

Восточное погружение Тарханкутско-Новоселовской системы складок также происходит в зоне крупной флексуры северо-западного простирания. Эта флексурная зона, осложненная мелкими складками и относительно небольшими разрывами северо-западного простирания, пересекает по диагонали весь Крымский полуостров – от Каркинитского до Феодосийского залива. Мы предлагаем именовать ее Красногвардейской шовно-флексурной зоной. В этой зоне кулисно сочленяются крупнейшие структурные элементы Крымского полуострова – поднятия Западного Крыма (Тарханкутское, Новоселовское, Горного Крыма – восток-северо-восточного простирания) и прогибы восточной части Крыма (Сивашская и Индоло-Кубанская впадины субширотного простирания). Суммарное погружение поверхности доюрского фундамента в Восточном Крыму по сравнению с Западным достигает 12 км (по данным Д.А. Туголесова, 1973 г.), доолигоценной поверхности – 6–7 км (Карта новейшей тектоники..., 1972). Геофизические данные говорят о большой глубинности этой системы дислокаций, проникающей, видимо, через всю толщу земной коры в верхнюю мантию (Собакарь, 1970). Морфологический же ее облик (равно как и Одесской и Вилковской шовно-флексурных зон) позволяет считать ее зоной правосдвиговых деформаций. Возможное доказательство этого – смещение Причерноморской системы грабенов, предполагаемое в районе Перекопа по резкому отходу вправо Каркинитской и Сивашской субширотных впадин этой системы.

Сейсморазведочные работы МОВ, проведенные в последние годы к югу от Крымского полуострова, дают много новых сведений о характере сопряжения Горного Крыма и Черноморской впадины. В соответствии с представлениями А.Д. Архангельского (1929), Г.П. Горшкова и А.Я. Левицкой (1947) и других пионеров глубинного исследования Черного моря, вдоль уступа континентального склона здесь повсеместно фиксируется сложная система разрывных нарушений, наклоненных под континент и огибающих в виде двойной параболы южное побережье всего полуострова. По этим швам обнажающиеся на абразионной прибрежной отмели породы таврического фундамента крымских киммерид надвинуты на северное крыло Черноморской впадины, выполненное мощными образованиями юры, мела и кайнозоя.

В отложениях верхних горизонтов (предположительно, майкопские и надмайкопские отложения) отмечена сложная система складок восток-северо-восточного или субширотного направления, характеризующихся крутыми ядрами и небольшими разрывами в крыльях (Д.А. Туголесов, 1973 г.). Эта зона диапировой складчатости, выполняющая большую часть впадины Сорокина, ограничена с юга еще одним взбросо-надвиговым швом восток-северо-восточного простирания, фиксируемым данными МОВ и КМПВ до глубин 7–8 км. Интересно, что этот шов совпадает с южным ограничением Южно-Крымского сейсмогенного блока, выявленного Ю.К. Щукиным (1972) по распределению очагов землетрясений. В связи с этим мы считаем возможным продолжить южный взброс в глубь земной коры вдоль всего южного и нижнего ограничения сейсмоактивной зоны, соединяя его с глубинным продолжением более северных разломов Южнобережной зоны, оконтуривающих этот сейсмоактивный блок с севера и сверху (см. рис. 26).

К югу от Таманского полуострова сейсморазведочными исследованиями прослежены на значительное расстояние складки юго-западного простирания, располагающиеся на продолжении антиклинальных и синклиналиных цепей Таманской зоны третичных складок, заключенных между Анапской и (предположительно) Таманско-Тобекчинской флексурами северо-восточного простирания, отделяющими их от Новороссийской зоны Северо-Западного Кавказа и Керченских складок Восточного Крыма (рис. 27; см. вкладку). Сейсморазведочные данные позволяют также предполагать, что эта Таманско-Благовещенская система диагональных погруженных складок с северо-востока и юго-запада ограничена системами дисло-

каций северо-западного простирания, располагающимися на продолжении Ахтырской и Восточно-Черноморской шовных зон, обрамляющих складчатое сооружение Большого Кавказа (Дьяконов и др., 1972). Последняя, по-видимому, сочленяется здесь с Красногвардейской шовно-флексурной зоной Крымского полуострова.

Горизонтальные перемещения по разломам Черноморского сектора Западной Евразии

Анализ структурных, батиметрических и геофизических материалов позволяет предположить, что Черноморская впадина рассечена системой глубинных швов северо-западного и северо-восточного простирания, среди которых первые играют определяющую роль. На современном этапе геофизической изученности земной коры этого региона здесь может быть выделено три крупных шва северо-западного простирания: Восточно-, Центрально- и Западно-Черноморский. Первый установлен наиболее достоверно данными МОВ и ГСЗ в интервале от Сочи до Новороссийска (Терехов и др., 1973); предполагается сочленение его на юго-востоке с Кахетинско-Лечхумской шовной зоной Большого Кавказа, на северо-западе — с Красногвардейской шовной зоной Крыма. На отрезке Керчь — Новороссийск Восточно-Черноморская шовная зона трассируется предположительно, по резкому затуханию Таманско-Благовещенской системы диагональных складок, располагающихся на северо-западном погружении Большого Кавказа и прослеженных морскими сейсморазведочными исследованиями в смежную часть Черного моря (Гаркаленко, 1974). Этот шов контролирует, видимо, восточное крыло "Феодосийского залива" континентального склона, отмеченного еще в работах А.Д. Архангельского (1929) и подтвержденного детальными батиметрическими исследованиями к югу от Керченского полуострова (Гончаров и др., 1972).

Центрально-Черноморская шовная зона протягивается от г. Орду через структуру хр. Архангельского и серию швов, устанавливаемых, по данным ГСЗ и МОВ, к юго-западу от берегов Горного Крыма, в направлении городов Вилково и Одесса. К западу от Крыма этот разлом трассируется по зоне резкого погружения антиклинальных структур Западно-Крымского поднятия, по детальным морским сейсморазведочным исследованиям. Северо-западное продолжение этого шва — Ямполь-Одесский и Комрат-Вилковский глубинные разломы Южной Украины (Ермаков, 1968). На юго-востоке Центрально-Черноморский шов, по-видимому, смыкается с северо-западной ветвью Северо-Анатолийского разлома.

Западно-Черноморская шовная зона соединяет горсто-грабенную систему Северной Добруджи с северной ветвью Великого Анатолийского разлома, разделяющей структуры Западного и Восточного Понта. Соединение этих разломов во впадине Черного моря происходит, видимо, через дизъюнктивные структуры подводного хр. Моисеева. Мысль о пересечении Черного моря северной ветвью Великого Анатолийского шва, протягивающейся в район Добруджи, была впервые высказана В.Е. Хаиным (1969); на приложенной к цитируемой статье схематической карте этот разрыв изображен как сдвиг. Юго-восточное продолжение Западно-Черноморской шовной зоны связано с системой Великого Анатолийского разлома, северо-западное — с разломами Балтийско-Подольского линеймента Г. Шгилле (1964).

Менее крупные швы северо-западного простирания, возможно, располагаются в юго-западной и юго-восточной частях Черноморской впадины, о чем можно предполагать по сейсмическим и магнитометрическим данным. Еще более мелкие шовные зоны и отдельные швы северо-западного простирания закартированы геологической съемкой внутри Западно-Кавказского складчатого сооружения; наиболее крупные из них — Тугупсинско-Шебшская, Безепс-Бекишейская, Приморская. Вдоль этих дизъюнктивных систем фиксируются как надвиговые, так и правосдвиговые перемещения амплитудой до нескольких километров.

В северо-восточном Причерноморье располагается еще серия глубинных швов северо-западного простирания. Крупнейшие из них — Пшекиш-Ахтырская и Ейско-Невинномысская системы дислокаций. Пшекиш-Ахтырская шовная зона наибо-

лее отчетливо проявлена в области сочленения Северо-Западного Кавказа и Западно-Кубанского прогиба, между населенными пунктами Крымское и Хадзыженск. Здесь буровыми, геолого-съёмочными, сейсморазведочными и гравиметрическими данными устанавливается широкая прямолинейная полоса глубинных сдвиго-надвиговых дислокаций, которой в верхних этажах альпийского чехла соответствует сложно построенная Ахтырская флексурно-складчатая зона. В северо-западном направлении эта полоса прослеживается в виде погребенной структуры Троицко-Анастасьевской антиклинальной зоны, отделяющей Адагумо-Афипскую шовную синклиналь от основной части предгорного прогиба; на продолжении этого шва в Азовском море, по данным морских геофизических работ, фиксируются резкие изломы простираения западного и центрального звеньев Индоло-Кубанского прогиба и системы гравитационных ступеней северо-западного простираения. Юго-восточное продолжение Ахтырского шва находится целиком внутри горноскладчатой системы Большого Кавказа; это шовные структуры Пшекиш-Бамбакской антиклинали и Архызско-Ключьской депрессии.

Ейско-Невинномысская система дислокаций устанавливается по сейсморазведочным и геологическим данным, как зона шовного грабенообразного прогиба северо-западного простираения, выполненного триасовыми (Ейско-Березанское звено) или майкопскими (Южно-Ставропольское звено) отложениями, смятыми в серию крупных кулисно расположенных складок субплатформенного (Ейско-Березанский "вал") или субгеосинклинального (Невинномысский антиклинорий) облика. В районе Минераловодского поднятия эта шовная зона сочленяется с Нальчикской шовной зоной, представляющей фрагмент более крупной Транскавказской диагонально-сдвиговой системы дислокаций.

Перечисленные выше шовные зоны — глубинные и, по-видимому, крутопадающие дизъюнктивные системы, уходящие в нижние горизонты земной коры и верхнюю мантию (Соллогуб и др., 1966; Собакарь, 1970). Они являются "сквозными" (т.е. пересекающими разные геоструктурные зоны Альпийского пояса и Русской плиты) и длительноживущими (по крайней мере, в течение мезозоя и кайнозоя; Ермаков, 1968; Богаец, 1973); по данным А.В. Чекунова (1973), некоторые развиваются с позднего докембрия. Субпараллельность и прямолинейность этих швов, а также диагональная к генеральному простираению как альпийских, так и докембрийских структур ориентировка позволяет предполагать их сколовую механико-генетическую природу. Вертикальные перепады высоты залегания одноименных геологических горизонтов в крыльях этих швов достигают многих километров, но сильно изменчивы по простираению разрывов, которые, как правило, носят шарнирный характер. Вместе с тем вдоль всех перечисленных швов северо-западного простираения постоянно фиксируются признаки правосдвиговых перемещений. К этим признакам относятся: а — горизонтальное смещение¹ южной границы Русской плиты и сопровождающей ее шовно-грабеновой системы, особенно четко фиксируемое для Одесского разлома; б — правобочковой отход контура глубоководной впадины Черного моря и границы распространения гранитного слоя внутри нее (вдоль Центрально-Черноморского шва); в — кулисное расположение крупных и мелких складчатых структур вдоль большинства шовных зон или внутри последних (антиклинории Восточного Понта по отношению к южным звеньям Центрально- и Западно-Черноморского швов, мезозой-кайнозойские складки Западного Кавказа по отношению к Восточно-Черноморскому, Пшекиш-Ахтырскому разломам и расположенным между ними более мелким шовным зонам); г — кулисное расположение брахиантиклинальных структур внутри Ахтырской, Ейско-Невинномысской и Красногвардейской шовных зон; д — кулисное расположение фестончатых складок Горного Крыма вдоль Балаклавской и Белогорской региональных зон сдвиговых деформаций, оперяющих соответственно Центрально- и Восточно-Черноморскую межрегиональные шовные зоны; е — торцовые причленения (ортогональное или диагональное) линейных складок или разрывов сжатия к шовным зонам или отдельным швам (Тарханкутская, Новоселовская

¹ А.В. Чекунов, И.А. Гаркаленко и Г.Е. Харечко (1965) оценивают это смещение в 20 км.

и Горно-Крымская зоны поднятий в Крыму, Таманско-Благовещенская и Анапско-Новороссийская зоны диагональных складок на Северо-Западном Кавказе по отношению к Центрально- и Восточно-Черноморскому и Ахтырскому швам; такие же сочленения можно предполагать для крупных складок Западного Понта по отношению к Западно-Черноморскому шву).

Внутри складчатого блока Западного Кавказа о правосдвиговой природе многих разрывов северо-западного простирания говорят непосредственные полевые наблюдения (смещения структурных форм, характер трещиноватости и особенности поля напряжений в зонах крупных разрывов, кулисные системы присдвиговых складок и т.п.). Таким образом, вся совокупность структурно-геологических данных позволяет диагностировать альпийские дислокации по рассматриваемым глубинным швам как преимущественно горизонтально-сдвиговые. Латеральные перемещения по ним могут достигать многих десятков километров и везде имеют правобоковый характер; эти смещения на отдельных участках сопровождаются менее значительными (до 5–10 км) вертикальными перемещениями разного знака.

Шовные зоны северо-западного простирания делят литосферу рассматриваемого региона на систему линейно вытянутых блоков (Западно-Черноморский, Восточно-Черноморский, Западно-Кавказский и Западно-Предкавказский), ступенчато смещенных друг относительно друга ("парафоров", по П.Н. Кропоткину, 1961). Каждый из этих блоков обладает специфической внутренней структурой, которая, как правило, не распространяется за ограничивающие его швы. Наиболее сложной внутренней структурой обладает здесь Восточно-Черноморский блок. Северная часть его расчленена системой диагональных или поперечных к нему наклоненных на север сколовых швов северо-восточного простирания, по которым происходит сложное движение (неясно: надвиг или поддвиг?) блоков континентальной и субокеанической коры. В зоне наиболее активного ссучивания континентальной коры располагается приподнятая структура Западно-Крымского блока, представляющая собой подобие "сложного клина", описываемого обычно в руководствах по структурной геологии, как типичный пример сложно построенной надвиговой зоны (Ситтер, 1960).

Наиболее высоко приподнятая, активно воздымающаяся структура Горного Крыма располагается во фронтальной части висячего крыла глубинного свода, с чем, по-видимому, следует связывать повышенную дислоцированность и специфическую историю развития этого относительно небольшого участка земной коры. О современной активности этого процесса свидетельствуют продолжающиеся в Крымской фокальной зоне землетрясения; поиски древних стадий этого процесса уводят нас в среднеюрское время, когда здесь формировались вулканические структуры типа двойной островной дуги (Лебединский, Шалимов, 1964), а может быть, и в средний триас, когда на месте современного Горного Крыма и непосредственно к югу от него началось формирование таврического трога. По-видимому, с этим же процессом тектонического ссучивания и скальвания горных масс в зоне сочленения двух разно построенных и сближающихся литосферных плит следует связывать многие другие особенности структуры и истории развития Западно-Крымского приподнятого блока.

Вряд ли правильно будет, однако, искать прямое продолжение структуры Горного Крыма за пределами Восточно-Черноморского парафора; развитие диагональных глубинных надвигов, с которыми следует связывать происхождение этой структуры, сопровождалось, вероятно, значительными горизонтально-сдвиговыми перемещениями по обрамляющим его Центрально- и Восточно-Черноморской шовным зонам. Надвиги (поддвиги) Западного Крыма и ограничивающие его сдвиговые зоны суть парагенетически связанные друг с другом дизъюнктивные системы, сопрягающиеся по принципу "динамопары" А.И. Суворова (1968). Становятся понятными те трудности, с которыми всегда встречались исследователи, пытавшиеся установить прямые морфологические связи Горного Крыма со структурами Добруджи и Западного Кавказа. Очевидно, в обоих случаях лучше говорить о структурных аналогиях (в силу сходства динамических об-

становок в смежных геоблоках), но не о прямом продолжении конкретных структурных форм за разделяющие их швы.

Подобные структурные аналоги Горного Крыма мы, действительно, находим в Западно-Кавказском парафоре, на северо-западном окончании которого располагается Таманско-Благовещенская система диагональных (северо-восточного простирания) складок (см. рис. 27), захватывающих третичные и меловые породы Таманского и южной части Керченского полуостровов и смежной части Черноморского шельфа (Корнеев, 1970; Маливицкий и др., 1972). Эти складки ограничены с юго-востока и северо-запада Анапской и Таманско-Табакчинской флексурами, под которыми могут размещаться глубинные диагонально-надвиговые структуры северной вергентности. На юго-западе Таманско-Благовещенская зона складок торцово приключается к предполагаемому здесь продолжению Восточно-Черноморского шва, а на северо-востоке кулисно сочленяется с Троицко-Анастасиевской зоной Ахтырского шва (Корнеев, 1970).

Рассматриваемая система диагональных складок сформировалась в результате внутренней деформации Западно-Кавказского блока — парафора — при его перемещениях вдоль Пшекиш-Ахтырской и Восточно-Черноморской сдвиговых зон, подобно тому как диагональные структуры Западного Крыма возникли в результате правосдвиговых смещений вдоль Восточно- и Центрально-Черноморского швов. Важно отметить, что складки более северной части Керченского полуострова также не имеют прямого отношения к структуре Горного Крыма и вряд ли могут рассматриваться как его восточная периклиналь (Муратов, 1969). Отделяясь от Горного Крыма Красногвардейской шовной зоной, эти складки принадлежат Западно-Кавказскому блоку и скорее должны сопоставляться в структурном отношении с Таманско-Благовещенской системой складок, а в палеотектоническом — с более северными зонами Западного Крыма.

В заключение необходимо сказать о месте Северного Причерноморья в общей тектонической структуре Юго-Западной Евразии. По нашим представлениям, в районе Крымского полуострова происходит сочленение двух крупнейших дизъюнктивных систем Западной Евразии: Балтийско-Иранской и Крымско-Копетдагской. Первая с идеальной прямолинейностью протягивается на 7,5 тыс. км по азимуту 130° от полуострова Ютландия до полуострова Оман и включает следующие звенья: Балтийско-Подольское (линию Торнквиста и Предкарпатский шов), Западно-Черноморское (Центрально- и Западно-Черноморский швы вместе с заключенным между ними межразломным блоком) и Иранское (северо-западные звенья Великого Анатолийского разлома, шовные зоны Внешнего и Внутреннего Загроса).

Морфология указанной крупнейшей шовной системы Западной Евразии свидетельствует здесь о крупной правосдвиговой деформации альпийского времени; об этом же говорит праводиагональная ориентировка зоны по отношению к генеральному простиранию Альпийского пояса Южной Европы, а также резкий правобоковой отход вдоль этой зоны как северной (на 1500 км), так и южной (на 3000 км) границ Альпийского пояса со смежными платформами. Такой отход вряд ли следует считать следствием простого сдвигания уже сформированной структуры первоначально единого складчатого пояса; скорее здесь следует предполагать изначальную кулисность заложения западного и восточного звеньев Альпийского пояса Юго-Западной Евразии вдоль древнего диагонально-сдвигового шва, контролировавшего распределение напряжений уже на стадии заложения Альпийского пояса, т.е., по крайней мере, с позднего докембрия (Хайн, 1970). Разная ширина Альпийской складчатой зоны по обе стороны от этого глобального шва может свидетельствовать как о различиях первоначальной ширины Тетиса, так и о разной степени его последующего поперечного сжатия. Во всех перечисленных случаях несомненной остается важнейшая структуроконтролирующая роль Балтийско-Иранского линеамента в структуре Юго-Западной Евразии и значительные правосдвиговые деформации альпийского цикла вдоль этой зоны.

Крымско-Копетдагская шовная система уже характеризовалась нами ранее (Расцветаев, 1971, 1973). Это крупнейшая межрегиональная зона концентрации взбросо-сдвиговых дислокаций альпийского возраста (рис. 28); она представляет

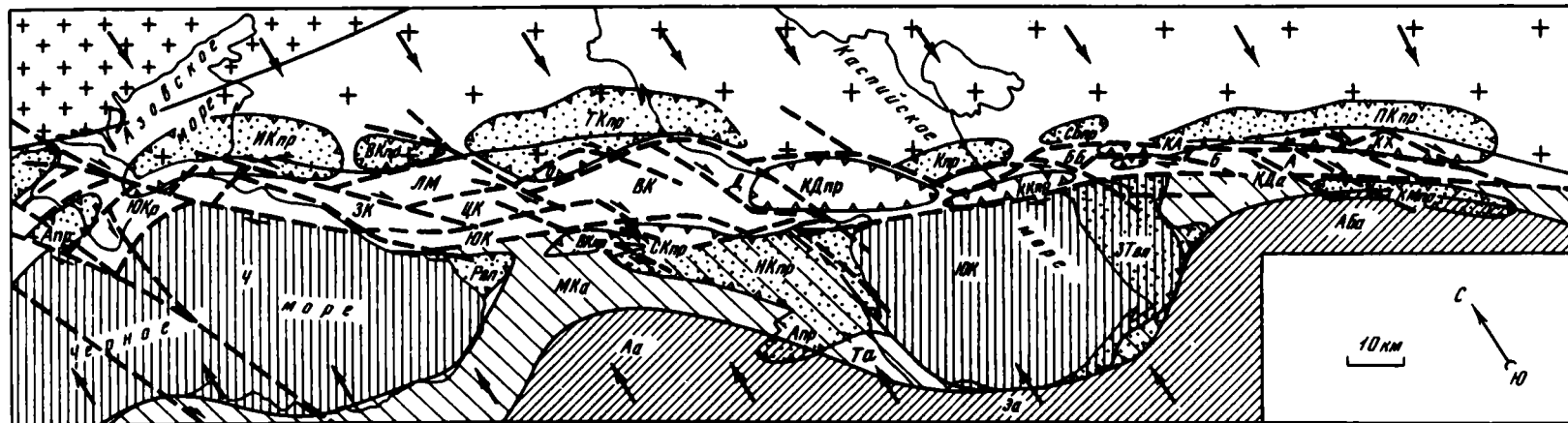


Рис. 28. Принципиальная схема горизонтальных перемещений по разломам Крымско-Копетдагской шовно-складчатой системы

1 - Восточно-Европейская докембрийская платформа; 2 - Скифско-Туранская эпигерцинская плита; 3 - Крымско-Копетдагская шовно-складчатая система (Внешняя зона Альпийского складчатого пояса). Основные блоки внутри шовной системы: ЮКр - Южно-Крымский, ЗК - Западно-Кавказский, ЦК - Центально-Кавказский, ВК - Восточно-Кавказский, ЛМ - Лабано-Малкинский, О - Осетинский, ЮК - Южно-Кавказский, ББ - Большебалханский, Б - Бахарденский, А - Ашхабадский, КА - Кызыларватский, КХ - Каахкинский; 4 - зоны наиболее резких концентраций позднеальпийских деформаций (шовные зоны); 5, 6 - Внутренняя зона Альпийского складчатого пояса: 5 - Северная подзона (КДв - Копетдагский антиклинорий, Та - Талышский антиклинорий, МКв - антиклинорий Малого Кавказа и Восточного

Понта), 6 - Южная подзона (За - антиклинорий Эльбруса, Аа - Анатолийский антиклинорий, АБв - Аладаг-Биналудский антиклинорий); 7 - срединные массивы внутри Альпийского складчатого пояса: Ч - Черноморский, ЮКр - Южно-Каспийский; 8 - позднеальпийские предгорные и межгорные прогибы, заполненные кайнозойскими молассами: НКпр - Индоло-Кубанский, ВКпр - Восточно-Кубанский, ТКпр - Терско-Кумский, КДпр - Кусаро-Дивический, Кпр - Красноводский, ККпр - Келькерский, СБпр - Северо-Балханский, ПКпр - Предкопетдагский, КМпр - Кучано-Мешхедский, Апр - Нижнеараксинский, НКпр - Нижнекуринский, СКпр - Среднекуринский, ВКпр - Верхнекуринский (Карталинский). Окраинные части срединных массивов, втянутые в новейшее прогибание: Реп - Рионская (Колхидская), ЗТеп - Западно-Туркменская (Закаспийская) впадины; 9 - направление сдвиговых перемещений; 10 - предполагаемое направление максимальных сжимающих усилий альпийского времени

собой прямолинейную (юго-восток, 115°), протяженную (до 3000 км) систему дислокаций, в которой элементы правого сдвига тесно сочетаются со структурами сжатия (см. рис. 27).

Сдвиги развиты, как правило, вдоль зон северо-западного простирания; наиболее крупные из них – Западно-Кавказская (включающая Восточно-Черноморскую и Пшекиш-Ахтырскую шовные зоны, а также заключенный между ними Западно-Кавказский блок), Центрально-Кавказская, Восточно-Кавказская, предполагаемая Каспийская, Джебел-Шарлоукская, Нухур-Ширванская, Гермаб-Кучанская, Ашхабад-Мешхедская, Каахка-Резванрудская и Душак-Бадхызская зоны сбросо-или взбросо-сдвиговых деформаций. С ними сопряжены субширотные взбросо-надвиговые дислокации, запад-северо-западные системы взбросо-сдвиговых дислокаций и восток-северо-восточные системы диагональных надвигов. Последние расположены, как правило, на концах сдвинутых блоков и торцово причленяются к ограничивающим эти блоки правосдвиговым швам, с которыми они связаны генетически. Таковы соотношения Келятинской диагонально-надвиговой зоны и Кызыларват-Гермабского сдвигового шва на Центральном Колетдаге; таковы же соотношения диагональных складок Северо-Западного Колетдага (включая сюда Малый Балхан) со структурой Северо-Колетдагского шва в целом (Расцветаев, 1966; Кош, Расцветаев, 1972). Диагонально-надвиговые системы как бы компенсируют часть сдвиговой амплитуды ограничивающих их разрывов и либо "гасят" ее, либо "передают" ее через себя на другой, параллельный первому сдвиговый шов.

Принципиально сходная картина, видимо, наблюдается у северо-западных окончаний Пшекиш-Ахтырского, Восточно-Черноморского и Центрально-Черноморского глубинных сдвиговых швов. Ширина и степень дислоцированности формирующихся при этом зон диагонального сжатия может служить косвенным индикатором размаха горизонтальных перемещений тех или иных сдвиговых швов. Неширокая и просто построенная Таманско-Благовещенская зона диагонального сжатия находится в торце относительно небольшого Западно-Кавказского блока, следовательно об умеренных горизонтальных смещениях вдоль Пшекиш-Ахтырского шва, вряд ли превышающих первые десятки километров. И вполне закономерно, что на северо-западном окончании всей Крымско-Колетдагской шовной зоны в целом мы находим гораздо более внушительную зону диагонального сжатия – Крымскую систему глубинных сколов и сопровождающие ее диагональные складки Западного Крыма.

Таким образом, Горный Крым рисуется нам в виде крупной структуры диагонального сжатия в зоне сочленения двух крупных сдвиговых систем – Центрально-Черноморской и Крымско-Колетдагской. В этом отношении он вполне аналогичен структурам Арчман-Нухурского тектонического узла, Северо-Западного Колетдага и Малого Балхана (Южная Туркмения), с которыми Горный Крым имеет много общего как в морфологии тектонических структур, так и в тектодинамических особенностях их формирования.

* * *

Проведенный анализ морфологии некоторых тектонических структур Черноморско-Каспийского сектора Юго-Западной Евразии позволяет сделать следующие выводы о напряженном состоянии литосферы в альпийскую тектоническую эпоху. Главное тектоническое поле напряжений альпийского времени этого региона характеризуется активным субмеридиональным сжатием и реактивным растяжением в субширотном или субвертикальном направлениях. Мобилизация уже существовавших к началу альпийского цикла и вновь возникших в альпийское время зон неоднородностей северо-западного и северо-восточного простирания определила (в соответствии с законом скальвающих напряжений) широкое развитие сколовых деформаций сдвигового типа; преобладающее развитие здесь получили правосдвиговые сколы северо-западного простирания, вдоль которых происходило ступенчатое горизонтальное перемещение блоков самого разного размера на разное расстояние.

Явления скальвания развивались на фоне общего процесса альпийского складкообразования, в ходе которого формировалась общая субширотная складчато-надвиговая структура Альпийского орогенического пояса и отдельных его частей. Вдоль зон концентрации скальвающих напряжений субширотные структуры сжатия прерывались, изгибались, а в некоторых случаях смещались в горизонтальном направлении на значительные расстояния; здесь формировались зоны сдвиговых деформаций.

Наиболее крупные из такого рода зон пересекают Черноморско-Каспийский сектор Евразии на серию вытянутых в северо-западном направлении ломтевидных блоков шириной от 30-50 до 100-150 км. Эти блоки ступенчато смещались друг относительно друга на разную величину, причем амплитуда сдвига распределялась вдоль одного и того же сдвигового шва неравномерно. В зонах резкого падения амплитуды горизонтально-сдвигового перемещения внутри или на окончаниях этих блоков возникают зоны диагонального сжатия; возникающее при этом вторичное "леводиагональное" поле напряжений характеризуется северо-западной ориентировкой оси максимального сжатия и соответствующим поворотом (на 40° против часовой стрелки) формирующихся в этом поле линейных складок и надвигов, а также систем разноименных сдвиговых и надвиговых сколов. Именно такой зоной вторичного диагонального сжатия является область Горного Крыма, расположенная на сочленении двух крупных правосдвиговых систем. Намечаемая тектодинамическая обстановка зародилась здесь уже в юрское время и была определяющей на протяжении всех последующих стадий альпийского тектогенеза. Лишь в краткие отрезки времени, когда происходила полная релаксация диагонального стресса, здесь опять начинали формироваться структуры, связанные с Главным полем напряжений. Изучение динамических параметров в очагах современных крупных землетрясений этой части Альпийского пояса свидетельствует о том, что условия меридионального ("тетического") и северо-западного ("леводиагонального") сжатия и в настоящее время преобладают в литосфере этого региона, попеременно проявляясь в разное время в разных местах.

В заключение отметим, что указанная модель движения и развития отдельных блоков литосферы, исходящая из закона скальвающих напряжений, не отражает некоторых существенных сторон геологической истории и структуры рассматриваемых областей. В частности, формирование глубоководной впадины Черного моря и подобных ей геоструктур овальной конфигурации вряд ли может быть объяснено с позиций блоковых перемещений в обстановке скальвания. Однако эти блоковые перемещения столь велики и существенны, что отчетливо "просвечивают" сквозь другие, также достаточно мощные геологические процессы и определяют многие черты общего структурного рисунка этой области.

ВПАДИНА ЯПОНСКОГО МОРЯ

Японское море — одно из наиболее изученных окраинных морей Тихоокеанского подвижного пояса. На его дне различными методами обнаружено множество разломов. Они предполагались рядом исследователей значительно раньше. Одним из первых был Т. Кобаяси (Kobayashi, 1941). Он предположил, что впадина Японского моря сформировалась в мезозое в результате перемещения на восток Японских островов, составляющих ранее единое целое с материком. К аналогичным выводам пришли П.Н. Кропоткин и Г.М. Власов (1963), которые указали на срезание материковым склоном Японского моря протерозойских и позднеринских складок Корейского полуострова и Приморья. Они отметили продолжение этих структур на о. Хонсю и прилегающих островах и выклинивание гранитного слоя у бортов глубоководных впадин. Впадина Японского моря, по их мнению, образовалась в мезозое и кайнозое благодаря растяжению и разрыву земной коры и отодвиганию внутренней зоны Японии на юго-восток.

Аналогичных взглядов придерживался Ю.Б. Устиновский (1962). По его представлениям, растяжение коры происходило позже, в эоцене и олигоцене, а в раннем миоцене Японское море приобрело контуры, близкие к современным. Б.М. Рудич (1962) считал, что формирование глубоководной впадины Японского моря началось в верхнем мелу и продолжалось до неогена включительно. Он отрицал горизонтальные перемещения блоков и придавал основное значение вертикальным подвижкам по разломам, допуская возможность преобразования коры материкового типа в океаническую. Наиболее обстоятельное обоснование гипотезы образования впадины Японского моря в результате растяжения коры и отодвигания Японских островов от материка приведено в книге П.Н. Кропоткина и К.А. Шахворостовой (1965).

Ряд статей о происхождении и развитии впадины Японского моря был опубликован в последние годы (Берсенев, 1970, 1972, 1973). По этим данным, растяжение коры в зоне Японского моря компенсировалось не только перемещением Японских островов на юго-восток, но и сжатием окружающей его коры материкового типа. Анализируя характер дислокаций на суше, И.И. Берсенев расшифровывает время и интенсивность проявления горизонтальных подвижек в акватории.

Методика выявления разломов

При выделении разломов на акватории Японского моря авторы использовали все имеющиеся геологические, геофизические и географические материалы. В основу карты разломной тектоники акватории Японского моря положена схема мегатрещиноватости, составленная Ю.С. Липкиным путем выделения зон и линий, тектоническая природа которых устанавливалась, исходя из общих принципов подготовки подобных карт.

Работа по составлению карты мегатрещиноватости распадалась на несколько этапов. Вначале по всему периметру Японского моря от берега до глубины 2000 м были составлены батиметрическая основа и карты уклонов морского дна. Затем на основании этих данных, дополненных и уточненных новыми сведениями о рельефе дна, была составлена сводная батиметрическая карта Японского моря. На эту карту были нанесены линии, возможно разломной природы.

Кроме того, были составлены или уточнены рабочие карты мощности осадочного слоя, основанные на данных сейсмоакустического профилирования и МОВ. На этих картах особо выделялись зоны увеличенных мощностей осадочного слоя и места резкого выклинивания и прилегания осадочных слоев к структурам фундамента. Материалы ГСЗ позволили наметить зоны скачкообразных изменений глубин залегания граничных поверхностей и дифракции волн. В ходе работ интерпретировались материалы морских магнитных и гравитационных исследований, составлялись карты с выделением линий, разделяющих участки с различными типами аномального поля, смещение аномалий, линейные аномалии и пр. Учитывались данные об изменениях теплового потока во впадине Японского моря, а также прямые геологические признаки разломов на дне моря, полученные при драгировании. С разломами связываются цепочки вулканических построек, показанные на карте в виде зон вулканической активности.

Все собранные геологические и геофизические материалы по акватории Японского моря, включая и карту мегатрещиноватости, были сведены в виде соответствующих карт. К ним относятся карты мощности осадочного слоя, глубины залегания фундамента, мощности земной коры, карты аномалий магнитного поля и силы тяжести, теплового потока, схема типов земной коры и др. Последовательное наложение всех этих карт на карту мегатрещиноватости позволило выделить линейные зоны, разломная природа которых устанавливалась по одному, двум или нескольким признакам.

Последующий анализ трещинно-разрывной сети с привлечением геолого-геофизических материалов преследовал цель выяснить морфокинематический тип разломов, их геологическое значение и размер, отношение к структурным элементам земной коры, возраст, динамику процесса образования и пр.

Таблица 3
Признаки разломов на дне моря

Группа признаков	Растяжение			Сжатие	
	Раздвиг	Сдвиг	Сброс	Взброс (надвиг, шарьяж)	Сдвиг
1	2	3	4	5	6
I. Геоморфологические					
Уступы	ч	н	ч	?	н
Крутые склоны	ч	р	ч	?	н
Перегибы склонов	р	р	ч	н	н
Расселины и каньоны	ч	н	р	н	н
Трогообразные долины	?	н	ч	н	н
Удлиненные горы и цепочки гор	?	н	ч	н	н
Удлиненные впадины и цепочки впадин	?	н	ч	н	н
Горизонтальные смещения частей морфоструктур	н	ч	н	н	?
Резкие границы участков с разным геоморфологическим строением	р	ч	р	н	?
Протяженные прямолинейные участки реликтовых долин	н	н	ч	н	н
Прямолинейные границы возвышенностей	н	н	ч	н	н
II. Геологические					
Брекчи, милониты, зеркала скольжения	н	н	р	р	р
Контактирование резко различных по геологическому строению блоков земной коры	р	ч	р	р	р
Интенсивные проявления вулканизма	ч	н	ч	н	н
III. Геофизические					
Линейные аномалии геофизических полей (магнитного, электромагнитного)	ч	р	ч	р	р
Гравитационные ступени	ч	н	ч	н	н
Смещение аномальный полей	н	ч	н	н	р
Резкие границы геофизических полей разной интенсивности и структуры	р	ч	р	р	р
Резкие изменения уровня радиоактивности горных пород в зоне разлома	н	?	р	н	?
Уступы и крутые склоны в рельефе фундамента, обнаженные на поверхности дна и прилегающих к ним слонстых толщах (НСП, МОВ)	р	н	ч	?	н
Расселины, полностью и частично заполненные рыхлыми осадками (НСП, МОВ)	ч				
Уступы и перегибы склонов в осадочной толще (НСП, МОВ)	н	н	ч	?	н
Трогообразные долины, заполненные осадочными образованиями, отчетливо видны опущенные части разломов (НСП, МОВ)	?	н	ч	н	н
Резкие изгибы и смещения единичных слоев земной коры (ГСЗ) и границы Мохоровичича	?	н	ч	н	н

Таблица 3 (окончание)

1	2	3	4	5	6
Исчезновение одного из слоев земной коры (ГСЗ)	ч	н	н	н	н
Зоны поглощения сейсмических волн (ГСЗ)	ч	н	ч	?	н
IV. Геолого-геофизические					
Нарушения структуры без изменения типа земной коры	н	р	р	р	р
Нарушения структуры земной коры с исчезновением большей или меньшей ее части	ч	р	?	н	н

Примечание: ч – часто; р – редко; н – отсутствует; ? – признак возможен, но не установлен.

Наиболее сложным методическим вопросом морской тектоники является разработка критериев, позволяющих выделять разломы и определять их морфокинематический тип, возраст, порядок и др. В отличие от исследований разрывов на суше, на дне моря мы пока почти лишены возможностей непосредственного изучения разломов как геологических тел и плоскостей. В большинстве случаев мы не можем выявлять прямые признаки разломов (наличие катаклазитов, милонитов, зеркал скольжения, смещения разорванных частей разнородных геологических тел, повторение и выпадение разновозрастных слоев, резкие срезания структур и пр.). Это вынуждает использовать косвенные признаки выделения разломов и на этой основе делать выводы о их морфокинематической и генетической природе. Достоверность выделения разрывов в этом случае достигается тем, что учитывается комплекс разнородных и независимых признаков.

Выделение разломов производилось с учетом геоморфологических, геолого-геофизических и историко-генетических признаков (табл. 3). К элементам подводного рельефа, вероятно разломной природы, были отнесены спрямленные или изогнутые, крутые (вплоть до вертикальных) уступы и резкие перегибы склонов, прямолинейные тальвеги подводных долин, каньонов и расселин, удлиненные подводные горы, холмы и их цепочки, удлиненные впадины, горизонтальные смещения одних частей морфоструктур относительно других, резкие границы участков с резко различными типами подводного рельефа и пр.

К прямым геологическим признакам существования разломов на морском дне принадлежат следы скольжения и брекчирования в образцах горных пород, поднятых драгами. Часть разломов была прослежена со смежной суши, где их тип установлен более надежно. Определенную информацию о разломах на дне моря дают геофизические данные. К ним относятся линейные аномалии, резкие границы участков с разной интенсивностью и характером магнитного и гравитационного полей, гравитационные ступени и пограничные зоны между аномалиями гравитационного поля, совпадающие с границами морфоструктур. Особенно большое значение получили в последнее время методы непрерывного сейсмоакустического профилирования (НСП), позволяющие получать наглядную картину структуры осадочного чехла и фундамента. Разломы на профилях и разрезах НСП проявлены в виде зон и линий, по которым соприкасаются блоки с различной структурой и составом слагающих пород. В ряде случаев удается определить ориентировку сместителя в пространстве, направление и амплитуду перемещений. Некоторые сведения о глубинных и более мелких разломах можно получить, анализируя разрезы, составленные на основе данных МОВ и ГСЗ. Этими методами разломы фиксируются в виде резких перегибов и вертикальных смещений идентичных слоев. С зонами разломов связываются также вытянутые поля тепловых потоков и вулканические постройки.

Выделение разломов и определение их морфокинематики в какой-то степени зависят от генетической модели, выбранной для объяснения происхождения и эволюции Япономорской котловины. В настоящей статье формирование систем разновозрастных разломов рассматривается на основании гипотезы растяжения земной коры в пределах котловины Японского моря и сжатием по ее периферии (Берсенев, 1973). По этой концепции, главные разломы, определившие конфигурацию и морфоструктуру котловины Японского моря, являются раздвигами и связанными с ними сдвигами. Более молодые дислокации сбросового типа возникали в условиях гравитационной неустойчивости окраин континента и островов. При определении размеров разломов выяснилась роль или иного разрывного нарушения в структуре земной коры. Возраст заложения разломов и повторных подвижек по ним обосновывался сравнительным анализом взаимоотношений разломов и разновозрастных структурно-геологических комплексов, которые определялись по аналогии с взаимоотношениями структурных форм смежной суши.

Основные типы разломов

Переходя к описанию разрывных нарушений, выделяемых на дне Японского моря, вкратце остановимся на принятой схеме морфотектонического районирования данной акватории. Районирование Японского моря рассматривалось в ряде работ (Зенкевич, 1961; Берсенев, 1972; Липкин, 1973; Худяков, 1974). Различия между схемами несущественны. Большинство указанных исследователей выделены следующие морфоструктурные элементы: шельф, материковые и островные склоны и их подножия, центральная и краевая котловины, системы подводных возвышенностей и прогибов вдоль полуостровов Кореи и Японских островов. Главные из них — возвышенности Восточно-Корейская, Криштофовича, подводные хребты Оки, Садо, Окуйри, Витязя, впадины — Восточно-Корейская, Оки, Тойяма и др. Центральная глубоководная котловина имеет апофизы-впадины Татарского пролива, Цусимскую и Хонсю. Почти в центре Японского моря находится внутренняя возвышенность Ямато. Кроме того, в пределах Центральной котловины имеются сравнительно небольшие хребты и возвышенности (Первенца, Богорова и другие безымянные).

На акватории Японского моря можно выделить (рис. 29) разломы, связанные с преимущественным растяжением земной коры, и разломы, возникающие в зонах сжатия земной коры. Первая группа разломов имеет наибольшее распространение во внутренних частях Япономорской котловины, вторая — по ее периферии.

По своему геологическому значению и размерам выделяются разломы первого, второго и третьего порядков. К разломам первого порядка относятся разрывы глубокого заложения и большой протяженности, отделяющие блоки с континентальным, субконтинентальным и субокеаническим типам земной коры и различных этапов геосинклинального развития. Разломы второго и третьего порядка отделяют более мелкие морфоструктуры внутри крупных блоков. По возрасту заложения выделенные разломы отнесены к трем группам (допоздне меловым, поздне меловым, кайнозойским).

Разломы, связанные с растяжением земной коры. В этой группе разломов наибольшее значение имеют раздвиги и связанные с ними генетические сдвиги. В периферической части Япономорской котловины большим распространением пользуются сбросовые дислокации, принадлежащие неотектоническому этапу развития.

Раздвиги ограничивают блоки с различным типом земной коры. Они отделяют морфоструктурные элементы наземной и погруженной частей континентов от крупных и мелких прогибов с субокеаническим типом земной коры. Основной критерий для выделения раздвигов — их отношение к морфоструктурам с различным строением земной коры. Сбросы, взбросы, надвиги, шарьяжи, сдвиги приводят обычно к деформациям ранее созданных геологических тел разного масштаба и не сопровождаются принципиальными перестройками земной коры; тип земной коры после дислокаций не меняется. Напротив, образование раздвигов приводит к

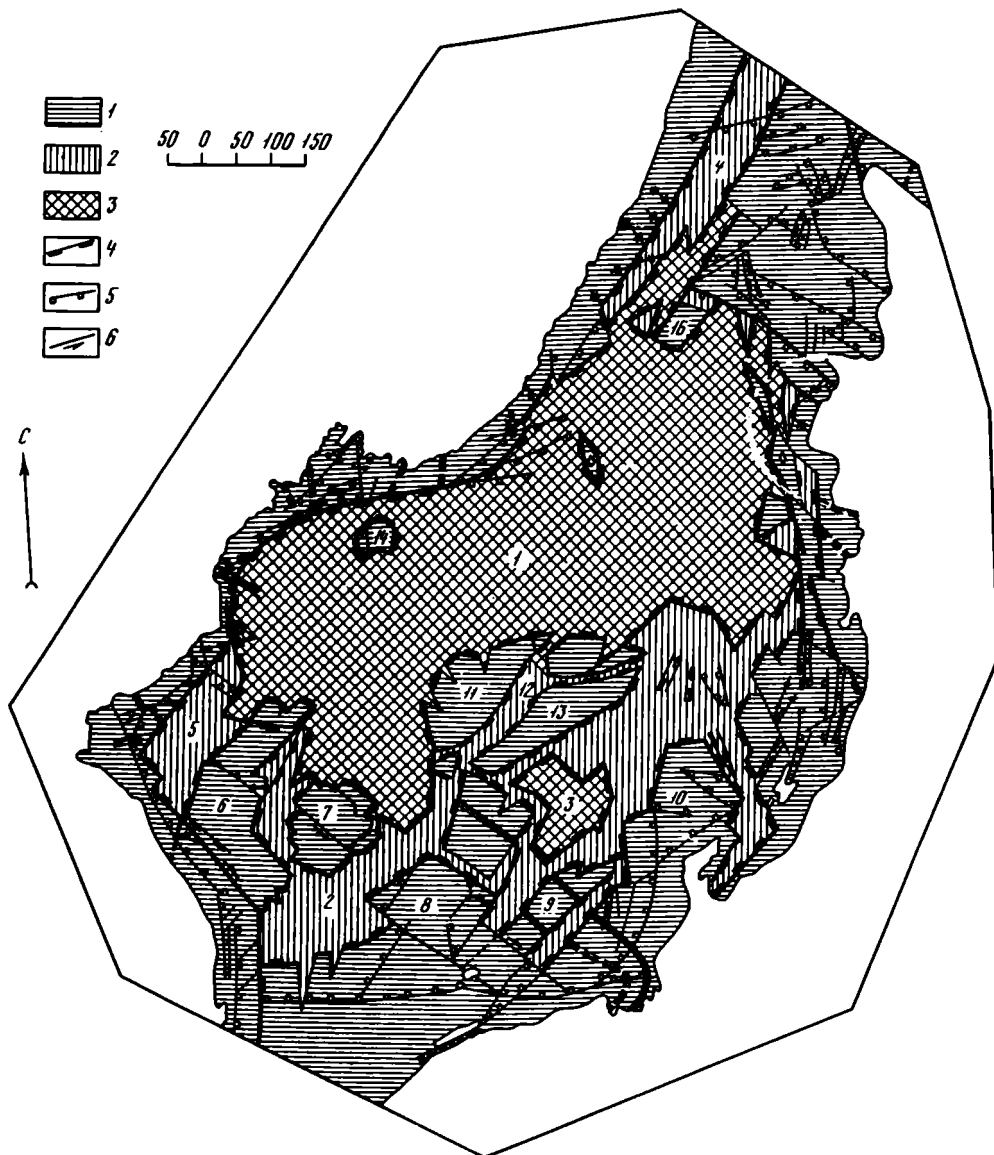


Рис. 29. Карта разломов и типов земной коры Японского моря

Типы земной коры в пределах акватории Японского моря: 1 – морфоструктуры с континентальным и субконтинентальным типами земной коры, 2 – морфоструктуры с переходными от субконтинентального к субокеаническому типам земной коры, 3 – морфоструктуры с субокеаническим типом земной коры. Морфоструктурные элементы (цифры в кружках): 1 – Центральная котловина Японского моря, 2 – Цусимская котловина, 3 – котловина Хонсю, 4 – котловина Татарского пролива, 5 – Восточно-Корейская впадина; возвышенности: 6 – Восточно-Корейская, 7 – Криштофовича, 8 – Чукто, 9 – Оки, 10 – Ното, 11 – Северное Ямато, 12 – впадина Ямато, 13 – Южное Ямато, 14 – “Первенца”, 15 – Богорова, 16 – “Витязя”; 4 – раздвижки; 5 – сбросы; 6 – сдвиги. Толщина линий отвечает разломам разного порядка

частичному или полному преобразованию земной коры и формированию коры иного типа по сравнению с первичной. В рельефе дна раздвижки выражены в виде уступов и крутых склонов, а также расселин и подводных каньонов. Подобные формы широко развиты на материковом склоне Приморья и Северной Кореи, на границах между возвышенностями и прогибами вдоль Кореи, в Центральной котловине, вокруг и внутри возвышенности Ямато. Во всех указанных случаях по линии разломов контактируют блоки земной коры различного типа и геологи-

ческого строения. Вдоль этих границ нередко проявления неогенового и четвертичного вулканизма. В геофизических полях зоны раздвигов проявлены довольно отчетливо в виде линейных аномалий магнитного поля, тяготеющих к подножиям упомянутых возвышенностей. Кроме того, к этим же зонам приурочены ступени между положительными и отрицательными аномалиями поля силы тяжести. На профилях НСП и МОВ видно, что зона раздвига, представленная в виде расселины, или впадины, трапециевидной, корытообразной формы заполнена в большей или меньшей степени осадочными образованиями, имеющими несравненно большую мощность по сравнению с осадочными толщами, которые залегают на фундаменте раздвинутых более высоких блоков земной коры. Часто на крыльях обнажаются коренные породы домиоценового фундамента и поверхность раздвинутых блоков вообще лишена осадочного покрова (возвышенности Ямато, Окуйири и др.), тогда как смежные раздвиговые полости заполнены осадочным материалом.

По геологическому значению большинство выделенных раздвигов отнесены к разломам первого порядка, т.е. они принадлежат к категории глубинных разломов. Они обладают значительной протяженностью и длительностью развития. В зонах раздвигов отмечаются резкие изменения состава и мощности осадочного чехла. Ориентировка раздвигов в пространстве определяет конфигурацию морфо-структурных элементов Японского моря. Вдоль материкового склона Южного Приморья раздвиги имеют почти широтное направление. Севернее, вдоль окраины центральных и северных районов Приморья, раздвиги протягиваются в северо-восточном направлении, параллельно береговой полосе. В южной части Японского моря, вдоль полуострова Корея, о. Хонсю и на возвышенности Ямато раздвиги имеют преимущественно северо-восточное и реже широтное направление. Вдоль северной части о. Хонсю и о. Хоккайдо раздвиги становятся меридиональными и даже северо-северо-западными.

В целом, раздвиги Японского моря образуют систему разломов, веерообразно расходящихся от общего центра, расположенного в северной части Татарского пролива. Интересная система раздвигов отмечена на возвышенности Ямато. Здесь внутренняя впадина отделена от Северной и Южной возвышенностей Ямато разрывами типично рифтового вида, имеющими на периферии структурный рисунок в виде "ласточкина хвоста". Подобные структуры отмечены во многих регионах мира и воспроизведены экспериментально (И.В. Лучицкий и др.). Время заложения раздвигов определяется по времени интенсивных складчатых движений в Сихотэ-Алиньской складчатой зоне как начало позднего мела. К концу палеогена раздвиговые движения по этим зонам затихают, в неогене и, возможно, в четвертичное время по ним происходили опускания, т.е. кинематический тип разлома изменился. В ходе развития раздвиги превратились в сбросы.

Сдвиги, образованные в процессе растяжения и генетически связанные с раздвигами, распространены менее широко (в дальнейшем они будут именоваться сдвигами растяжения). К этой категории отнесены разломы, поперечные по отношению к раздвигам. Они выделены в тех местах, где раздвинутые блоки примыкают к менее подвижным участкам. Подобные нарушения отмечены в прикорейской зоне, а также в пределах бордерленда Японских островов. Наиболее четкими геоморфологическими признаками сдвигов растяжения можно считать прямолинейные линии-границы между участками, различными по геоморфологическим особенностям. Нередко горизонтальные смещения однотипных по геоморфологии участков проявлены совершенно отчетливо. Как правило, геоморфологически различные блоки земной коры различны и по геологическому строению. В геофизических полях сдвиги растяжения фиксируются по смещениям аномалий и полей различной интенсивности и строения. Иногда эти зоны выявляются в магнитном поле как узкие линейные аномалии, секущие аномальные поля иного структурного плана (хр. Оки и др.). По сдвигам растяжения контактируют участки земной коры с одинаковым или резко различным типом строения. Этот факт позволяет высказать предположение о большой глубине заложения сдвигов растяжения. Время заложения этих разломов — начало позднего мела.

Сбросы принадлежат широко распространенной группе разломов. Наиболее часто они встречаются в периферической части моря, вдоль окраин материка и Японских островов. Формирование сбросов связано, по-видимому, с обрушениями гравитационно неустойчивых краевых частей суши в процессе незначительных горизонтальных смещений отдельных блоков земной коры. Перемещения сбросового характера происходили не только по новообразованным разрывам, но и по ранее заложённым разломам, в частности по плоскостям раздвигов. Сбросами были затронуты и фундамент, и осадочный слой. Благодаря этому они хорошо проявлены в рельефе морского дна в виде уступов и крутых перегибов склонов, трогообразных подводных долин, цепочек прогибов и возвышенностей, удлинённых впадин и гор, по морфологии весьма близких к грабенам и горстам. Подобные формы неоднократно выявлялись в процессе эхолотирования и сейсмоакустического профилирования на материковом склоне Приморья.

По сведениям Х. Хотта (1970) сбросовые трещины обычны для Японии и Кореи. На шельфе сбросы фиксируются границами удлинённых возвышенностей и прямолинейными долинами рек (залив Петра Великого). Прямыми указаниями на существование сбросов являются поднятые при дражировании обломки брекчированных пород миоцена в местах, где существование разломов предполагалось по геоморфологическим признакам (Южное Приморье, возвышенность Кристофовича и др.). Касено (Kaseno, 1972) полагает, что с разломами сбросового типа на подводной окраине Японии связаны многочисленные проявления миоценового и плиоценового вулканизма. Этот же факт указывает, по его мнению, на значительную глубинность сбросов.

По геоморфологическим и геологическим данным удается довольно уверенно определить опущенные и поднятые блоки земной коры. В геофизических полях сбросы выделяются довольно отчетливо. С этим типом разломов связываются линейные аномалии магнитного поля, резкие ступени гравитационного поля. На сейсмоакустических профилях и разрезах МОВ сбросы отражаются в виде уступов фундамента и осадочного слоя, при этом по плоскостям сместителей осадочные образования нередко приходят в соприкосновение с фундаментом. В таких случаях можно определить вертикальную амплитуду сброса, достигающую нескольких сотен метров. Вдоль плоскости сместителя слой осадочных пород нередко деформирован, смят в широкие пологие складки. Во многих местах по плоскостям сброса отмечается опускание рыхлых осадочных отложений с формированием структур гравитационного соскальзывания. Наиболее крупные сбросы выявляются методом ГСЗ по резким изгибам и смещениям поверхности Мохоровичича и других границ и присутствию зон интенсивного поглощения и дифракции сейсмических волн. Сбросы, несмотря на их относительно широкое распространение, не ведут к коренным преобразованиям земной коры. Наиболее крупные сбросы окаймляют впадину с направлениями подводных окраин континентов.

На заключительных стадиях развития Япономорской впадины сбросовые деформации, по-видимому, определяли направленность и результат неотектонических процессов. В пределах северной части Корейского полуострова и залива Петра Великого преимущественная ориентировка сбросов — северо-восточная, меридиональная и субширотная. Вдоль южной и центральной окраины Сихотэ-Алинской складчатой области сбросы становятся субширотными и северо-восточными. Подводное продолжение о. Хоккайдо характеризуется сложной сетью сбросов северо-западного, субширотного и субмеридионального простирания. Окраинам северной части о. Хонсю свойственны северо-северо-восточные простирания сбросов. На южной окраине о. Хонсю выявленных сбросов относительно немного, и они имеют северо-восточное, отчасти субширотное направление. Южная часть Корейского полуострова изучена недостаточно. Анализируя морфологию дна, удается выделить сбросы меридионального, северо-западного и субширотного направлений.

По амплитудам вертикальных смещений сбросы обычно относительно невелики (сотни метров). Однако их протяженность нередко измеряется многими сотнями километров. Так, например, сбросы вдоль южной окраины Корейского полуострова и западной части о. Хонсю протягиваются на расстояние до 500 км.

Протяженность сбросов в 100–150 км обычна. Среди сбросов при более деталь-ных исследованиях можно будет выделить разрывы разного порядка. Однако сейчас эта задача трудно разрешима. Сбросы отнесены к разломам третьего поряд-ка. Можно полагать, что ряд сбросов, разделяющих сооружения с разломными типами земной коры, находится на ранней стадии своего развития. Возможно, они являются зародышами будущих глубинных разломов.

По времени формирования сбросы относятся к наиболее молодым разломам — подобно тому, как это устанавливается и для смежных районов суши. Их образование связывается, преимущественно, с неоген-четвертичным этапом разви-тия Япономорской впадины. Главными действующими силами на этом эта-пе были гравитационные силы, развивающиеся на фоне контрастных сводовых поднятий суши и опусканий котловины Японского моря.

Разломы, связанные со сжатием земной коры. К этой группе разломов отнесены взбросы, надвиги, шарьяжи и сдвиги (последние будут именоваться ниже сдви-гами сжатия), возникающие в результате скалывающих напряжений.

Взбросы, надвиги и шарьяжи принадлежат к группе разломов, кинематическую природу которых на дне моря установить весьма трудно. Кри-териев, позволяющих однозначно решить вопрос о принадлежности того или иного нарушения к одному из названных типов, пока не существует. Наиболее надежно взбросы и надвиги выделяются в зоне шельфа, где их выделяют, просле-живая разломы с суши. Основные методы прослеживания — это методы морской магнитометрии, позволяющие выделять разломы сжатия по линейным аномалиям и границам с резко различными типами аномальных магнитных полей. Иногда взбросы фиксируются в рельефе в виде перегибов склонов. Единичные взбросы и надвиги, возможно переходящие кое-где в шарьяжи, отмечены на шельфе цен-тральной и северной частей о. Хонсю (зоны Майдзуру, Китаками) и на о. Хок-кайдо на простирании зоны Хидака. На континентальном шельфе Корейского по-луострова и Приморья достоверных взбросов, надвигов и шарьяжей не установ-лено. Морфологические особенности разломов описываемого типа, выделенных на акватории шельфов, не ясны. Разломы, связанные со сжатием, типичны для зон с континентальным типом земной коры. За пределами этих блоков они не просле-живаются. Будучи разломами древнего заложения, взбросы и надвиги отпрепариро-ваны подводной и наземной денудацией и перекрыты осадочным покровом.

Сдвиги сжатия, так же как и предыдущая группа разломов, связаны с развитием блоков континентального и субконтинентального типов. Их выделение и изучение на дне моря весьма затруднено. Основной способ их выделения на шельфе материка и островов — прослеживание сдвигов со смежной суши геофи-зическими и геоморфологическими методами. В геофизических полях, особенно в магнитном поле, разломы проявляются в виде линейных аномалий на границах блоков с разными типами аномальных полей, а также по горизонтальному сме-щению аномалий. В рельефе сдвиги выделяются плохо. Лишь иногда удается ус-тановить относительные горизонтальные смещения отдельных форм рельефа и их частей. Сдвиги сжатия известны на шельфе Южного Приморья (Центральный разлом) и вдоль западного побережья Японии. Они выделяются лишь в зоне под-водного продолжения материковых структур и не характерны для внутренних частей Япономорской котловины. Подобно другим разломам сдвиги интенсивно переработаны экзогенными процессами.

Закономерности строения и развития разломов и механизм горизонтальных перемещений

Для выявления общих закономерностей пространственной ориентировки мегатре-щин сведения о них были систематизированы в виде роз мегатрещиноватости, составленных для разных участков впадины Японского моря. Сравнительный ана-лиз роз мегатрещиноватости позволяет сделать следующие выводы.

В северной части Японского моря (Татарский пролив) мегатрещины имеют довольно стабильную ориентировку. Для западной части, примыкающей к При-

морью, простираясь трещины северо-восточные (аз. $40-60^{\circ}$), северо-северо-западные (аз. $0-330^{\circ}$), восточные (аз. $80-90^{\circ}$). В восточной части, примыкающей к о. Хоккайдо, трещины протягиваются на северо-северо-запад (аз. $0-310^{\circ}$), восток-северо-восток (аз. $70-90^{\circ}$) и северо-восток (аз. 30°). Исходя из принятой гипотезы образования впадины Японского моря, можно предполагать, что трещины растяжения — сдвиги проходят субпараллельно оси наибольшего напряжения. Приведенные же данные позволяют считать, что ось главного напряжения земной коры в Татарском проливе направлена на северо-северо-восток (аз. $0-20^{\circ}$).

Центральная часть Японского моря характеризуется следующими особенностями. Для района, примыкающего к югу Приморья и включающего Центральную Япономорскую котловину, в пространственном положении мегатрещины есть много общего с районом Татарского пролива. Здесь определено четыре направления: на северо-северо-восток (аз. $0-10^{\circ}$), на восток (аз. 90°), на северо-восток (аз. 55°) и северо-запад (аз. 330°). Для возвышенности Ямато и части, примыкающей с запада к о. Хонсю, очень характерны северо-восточные (аз. $30-60^{\circ}$) направления трещин. Другие системы мегатрещин выражены менее четко. Направление трещин отрыва — запад-северо-западное (аз. $275-300^{\circ}$), трещин скола — субмеридиональное (аз. 0°). Ось главного напряжения для этой части моря, как и для Татарского пролива, имеет северо-восточное направление с некоторым изгибом и приближением к субширотному направлению (северо-восток, аз. 60°). Обособленное пространственное положение имеют мегатрещины, оконтуривающие с юга возвышенность Ямато. Здесь почти отсутствуют меридиональные трещины, довольно хорошо проявлены широтные и субширотные (аз. $270-300^{\circ}$), а также северо-восточного направления (аз. $40-60^{\circ}$).

В мегатрещиноватости юга Япономорской котловины (Цусимский пролив) выделяются направления: северо-западное (аз. 280°), восточное (аз. $85-90^{\circ}$), субмеридиональное (аз. $85-0^{\circ}$) и северо-восточное (аз. 45°). Анализ мегатрещиноватости южной части Японского моря позволяет считать, что ось главного напряжения, изгибаясь, приобретает субширотное направление. Очень сложный рисунок трещинной сети характерен для Восточно-Корейской возвышенности. В этом районе на фоне преобладающих субмеридиональных направлений с широко меняющимся диапазоном (северо-северо-запад—северо-восток; аз. $330-0-20^{\circ}$) развиты трещины других направлений: северо-западное (аз. $280-300^{\circ}$) и северо-восточное (аз. $45-80^{\circ}$), относящиеся к трещинам скола и отрыва. В северной части Восточно-Корейской возвышенности, причленяющейся к юго-западу Центральной глубоководной котловины, преобладают трещины северо-восточного направления (аз. $20-50^{\circ}$). Другие направления — это северо-западное (аз. 300°) и субширотное (аз. 275°), относящиеся к трещинам отрыва и скола, — выражены очень слабо.

В целом в Япономорской котловине преобладают мегатрещины северо-восточного и субмеридионального направлений. Отмечено, что ориентировка мегатрещин растяжения совпадает с направлением основных морфоструктур и с современным очертаниями берегов Японского моря. Средняя плотность мегатрещин, приходящихся на 1 км^2 площади, для всех районов Японского моря равна $0,03-0,04 \text{ км/км}^2$.

История формирования разломов Японского моря может быть увязана с историей образования Япономорской впадины. Имеющиеся данные позволяют считать, что формирование впадины Японского моря было длительным и сложным. При этом в развитии отдельных ее частей имелись более или менее существенные различия. Первым прогибом, положившим начало образованию Японского моря, вероятно, служил Цусимский. В этот прогиб морские воды проникли в конце раннего мела. В главном синклинии Сихотэ-Алиня на границе раннего и среднего альба отмечается незначительное сжатие коры и регрессия. Средне-верхнеальбские отложения этого синклиория отличаются от подстилающих нижнемеловых отложений отсутствием аркозowego материала, поступавшего ранее с востока. На этом основании можно предполагать, что к востоку от Прибрежного антиклиория на

границе раннего и среднего альба образовалась впадина, отделившая материк от палеозойских и раннемезозойских структур Японских островов.

Интенсивное сжатие коры в Главном синклинории, Прибрежном и Главном антиклинориях Сихотэ-Алиня происходило на границе раннего и позднего мела (Берсенев, 1970, 1972, 1973). Сжатие коры в указанном регионе в той или иной степени компенсировалось ее растяжением в смежном к востоку районе. Этим объясняется образование Западно-Сахалинского многоэпизодического прогиба, западная часть которого расположена в Татарском прогибе (Геологическое строение материкового склона..., 1974). Таким образом, здесь возник другой эмбриональный участок будущей впадины Японского моря.

На остальных участках суши, тяготеющих к региону Японского моря (в Южном Приморье, на Корейском полуострове и на западном побережье о. Хонсю), в конце альба и сеномане седиментация протекала в большинстве случаев непрерывно. Можно предполагать, что существенных горизонтальных подвижек до сеномана включительно здесь не происходило.

Изучение геологического строения дна Японского моря позволяет определить временной интервал основных горизонтальных перемещений в этом регионе, приведший к образованию глубоководных впадин. Поскольку среднемиоценовые отложения перекрывают ранее денудированные борта раздвигов, шельф и подводные возвышенности, горизонтальные подвижки в основном завершились до среднего миоцена. О времени их начала можно судить по возрасту пород, срезаемых раздвигами. Наиболее молодые породы, обнаруженные на материковом склоне у побережья Приморья, представлены гранитами и эффузивами, имеющими абсолютный возраст 79 (+5%) и 98 (+ 5%) млн. лет соответственно (Геологическое строение материкового склона..., 1974). Таким образом, главные перемещения могли происходить с начала позднего мела до начала неогена.

Существенное уточнение времени и интенсивности перемещений блоков коры в акватории Японского моря могут дать сведения о тектонических подвижках на суше. Как отмечалось, на территории Приморского края сильное сжатие происходило в конце турона – начале сенона. Здесь в это время происходили крупные горизонтальные подвижки по многочисленным сдвигам, а также надвигам и взбросам. Аналогичные движения, по-видимому, и смежных к северу районов, а также для о. Хонсю. Характерно, что в Приморье перемещения блоков были направлены от Центральной котловины Японского моря на север, северо-запад и северо-восток. На о. Хонсю блоки перемещались также от Японского моря на восток и юго-восток. Поэтому можно предполагать, что на большей части акватории Японского моря главный этап дробления материковой коры, раздвигание блоков и перемещение их по сдвигам протекал в конце турона – начале сенона. В рифтовых впадинах, возникавших в результате интенсивного раздвигания блоков материковой коры, формировалась базальтоидная кора. Образование ее можно представить в виде многократных подводных излияний лав основного состава. В зонах, где раздвигание блоков было менее значительным, разрыв сплошности "гранитно-метаморфического" слоя не произошло, но под влиянием растяжения мощность этого слоя уменьшалась.

К концу позднемелового времени вдоль окраины Япономорской впадины возникли глубокие разломы, по которым поступали магматические расплавы. В результате образовались мощные комплексы вулканогенных пород основного, среднего и кислого состава. В это время горизонтальные перемещения материковой части региона почти прекратились. В палеогене в этой зоне продолжалась ограниченная вулканическая деятельность, сопровождавшаяся формированием внутренних депрессий. К этому этапу относится начальная стадия образования сбросов. Интенсивные сбросовые дислокации происходили в течение всего неоген-четвертичного времени в связи со сводовым поднятием континентальных участков земной коры и опусканий Центральной части впадины Японского моря.

Несколько иначе в течение позднего мела и кайнозойской эры происходило формирование структуры Японских островов и их подводного продолжения. После

интенсивного вулканизма в позднем мелу, в палеогене происходило интенсивное сжатие в области Японских островов, вследствие чего допалеогеновые толщи были интенсивно дислобированы. В миоцене и на эту территорию распространилось растяжение с образованием крупных разломов. Благодаря этому вдоль всей западной окраины Японских островов возникли глубокие прогбы, заполненные мощнейшими толщами вулканических образований. В плиоцене окраина Японских островов вновь подвергается сжатию. По ранее заложенным и вновь возникшим разрывам происходят горизонтальные перемещения блоков с образованием надвигов; шарьяжей и генетически с ними связанных сдвигов. Возможно, в некоторых местах этот процесс продолжается и поныне.

ЛИТЕРАТУРА

- Авдулов М.В.* 1969. Строеие земной коры Кавказа и Крыма по результатам геофизических исследований. — "Геотектоника", № 2.
- Ажгирей Г.Д.* 1960. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и развития земной коры. — "Изв. АН СССР, серия геол.", № 8.
- Артемьев М.Е.* 1971. Изостатические аномалии силы тяжести Черноморской впадины. — "Изв. АН СССР, Физика Земли", № 1.
- Архангельский А.Д.* 1929. Причины крымских землетрясений и геологическое будущее Крыма. — Бюлл. МОИП, отд. геол., 7, вып. 1–2.
- Берснев Я.И.* 1970. Об истории геологического развития северо-западного сектора Тихоокеанского подвзвского пояса. — В кн.: Труды Геол. ф-та ДВ политех. ин-та, 1. Владивосток.
- Берснев И.И.* 1972. Как образовалось Японское море? — "Природа", № 12.
- Берснев И.И.* 1973. Происхождение и развитие впадины Японского моря. — В кн.: Вопросы геологии дна Японского моря. Владивосток.
- Берснев И.И.* 1974. Основные черты тектоники Приморского края. — В кн.: Общие и региональные проблемы тектоники Тихоокеанского пояса. Магадан.
- Безр М.А.* 1969. О сдвиговых нарушениях в Советских Карпатах. — В кн.: IV Научная отчетная конференция геологического факультета. (Тезисы докладов). М., Изд-во МГУ.
- Безр М.А., Бызова С.Л.* 1967. Новые данные по соотношению структурно-фациальных зон внутренней части Советских Карпат. — В кн.: Карпато-Балканская геологическая ассоциация. VIII конгресс, т. 7. Белград.
- Безр М.А., Бызова С.Л., Ломизе М.А.* 1965. Тектонический покров горы Петрос (Восточные Карпаты). — "Геотектоника", № 4.
- Богаец А.Т.* 1973. Структуры меловых и палеогеновых отложений равнинного Крыма и Присивашья. — "Геотектоника", № 1.
- Борисов А.А.* 1967. Глубинная структура территории СССР по геофизическим данным. М., "Недра".
- Вялов О.С.* 1965. Основные проблемы тектоники Карпат. — В кн.: Геология и геохимия нефтяных и газовых месторождений. Киев. "Наукова думка".
- Гаркаленко И.А.* 1974. Строеие земной коры юга и юго-востока Украины и прилегающих акваторий Черного и Азовского морей (по материалам геофизических исследований). Автореф. докт. дисс. Краснодар.
- Геологическое строеие и горючие ископаемые Украинских Карпат. 1971. — "Труды УкрНИГРИ", вып. 25.
- Геологическое строеие материкового склона Японского моря у побережья Южного Приморья. 1974. — В кн.: Вопросы геологии и геофизики окраинных морей северо-западной части Тихого океана. Владивосток. Авт.: Берснев И.И., Липкин Ю.С., Пуштин И.К., Липкина М.И.
- Геология СССР. Т. XLVIII. 1966. Карпаты. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра".
- Геология СССР. Т. VIII. 1969. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра".
- Гзовский М.В.* 1963. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория, ч. 3 и 4. М., Изд-во АН СССР.
- Глубинное строеие Черноморской впадины к югу от берегов Крыма по данным геологических и геофизических исследований. 1970. — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 45, вып. 2. Авт.: Архипов И.В., Гайнанов А.Г., Гончаров В.П., Муратов В.М., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф., Успенская Е.А.
- Глушко В.В., Мыкита Б.В.* 1971. Тектоника. Внутренняя зона. — В кн.: Геологическое строеие и горючие ископаемые Украинских Карпат. Труды УкрНИГРИ, вып. 25.
- Гончаров В.П., Непрочнов Ю.П., Непрочнова А.Ф.* 1972. Рельеф дна и глубинное строеие Черноморской впадины. М., "Наука".
- Гончаров В.П., Непрочнова А.Ф., Непрочнов Ю.П.* 1966. Геоморфология дна и глубинное строеие Черноморской впадины. — В кн.: Глубинное строеие Кавказа. М., "Наука".
- Горшков Г.П.* 1947. Тектоника Копет-Дага и закон скальвационных напряжений. — "Вестн. МГУ", № 1.
- Горшков Г.П.* 1968. Изучая землетрясения. — "Природа", № 3.

- Горшков Г.П., Левицкая А.Я.** 1947. Некоторые данные по сейсмоструктурной геологии Крыма. — "Бюлл. МОИП, отд. геол.", 22, вып. 3.
- Горшков Г.П., Расцветаев Л.М.** 1969. О некоторых особенностях структуры Горного Крыма (в свете закона скалывающихся напряжений). — В кн.: IV Научная конференция геологического факультета. М., Изд-во МГУ.
- Двойченко П.А.** 1928. Черноморские землетрясения в Крыму. — "Зап. Крымск. об-ва естеств.", 10.
- До питания про північно-східну границю поширення флішу у "Внутрішній зон Передкарпатського прогину. 1965. — "Геол. ж. АН УССР", 29, вып. 3. Авт.: Буров В.С., Глушко В.В., Шпак П.Ф.
- Дьяконов А.И., Байдюв Ф.К., Кузьменко Ю.Д.** 1972. Типы локальных структур геосинклинальной и переходной областей (на примере западного окончания Большого Кавказа). — В кн.: Тектоника Сибири. Т. 5. М., "Наука".
- Ермаков Ю.Г.** 1968. Схема тектонической структуры Причерноморской окраинной Восточно-Европейской платформы. — "Геотектоника", № 3.
- Зенкевич Н.Л.** 1961. Рельеф дна. — В кн.: Основные черты геологии и гидрологии Японского моря. М., Изд-во АН СССР.
- Карта новейшей тектоники Юга СССР.** 1972. Ред. Л.П. Полканова. М., Изд-во ГУГК.
- Кипарисова Л.Д., Полякова М.В., Шалимов А.И.** 1969. Новая находка средне-триасовых отложений в Горном Крыму. — "ДАН СССР", 184, № 1.
- Клишотченко И., Анцупов П., Вуль М.** 1964. О времени складкообразования во внутренней зоне Предкарпатского краевого прогиба. "Нефть и газов. геол.", ЦНИИТЭНефтегаз. М., с. 8—70.
- Ковалевский С.А.** 1965. Срединный глубинный разлом Крымского полуострова. — "ДАН СССР", 162, № 4.
- Копп М.Л., Расцветаев Л.М.** 1972. О возрасте диагональных складок Западного Копетдага. — "Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв.", № 11.
- Корнеев В.И.** 1970. Проблемы глубинного строения Тамани. — "Труды ВНИГНИ", вып. 100.
- Короновский Н.В., Милеев В.С.** 1974. О соотношении отложений таврической серии и эскиордийской свиты в долине р. Болрак (Горный Крым). — "Вестн. МГУ", геол., № 1.
- Краткая характеристика результатов геофизических исследований. 1969. — В кн.: Геология СССР. Т. VIII. 1969. Крым. Ч. 1. Геологическое описание. М., "Недра". Авт.: Гуревич Б.Л., Гончарова Т.А., Бураковский В.Е., Нечев В.В., Тесленко А.В., Шерешевская С.Я.
- Кропоткин П.Н.** 1961. Элементарные структуры, их классификация и терминология. — В кн.: Методы изучения тектонических структур. вып. 2. М., Изд-во АН СССР.
- Кропоткин П.Н., Власов Г.М.** 1963. Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса. — В кн.: Геология и металлогения Советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М., Изд-во АН СССР.
- Кропоткин П.Н., Шахварстова К.А.** 1965. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 134.
- Круглов С.С.** 1960. О природе мелких дислокаций в некоторых юрских утесах Восточных Карпат. — "ДАН СССР", 135, № 5.
- Круглов С.С.** 1965. Мармарошские утесы как следствие развития глубинного разлома. — В кн.: Доклады. VII конгресс Карпато-Балканской геологической ассоциации. Ч. 1. София, Изд-во Болг. АН.
- Лазыко Е.М., Резвой Д.П.** 1962. О тектонической природе зоны Карпатских утесов. — "Вісн. Львів. ун-ту, серія геол.", № 1.
- Лебедев Т.С.** 1965. Зоны основных глубинных разломов Черноморо-Азовского региона. — "Геофиз. сб.", вып. 3 (14). Киев.
- Лебедев Т.С., Оровецкий Ю.П.** 1966. Особенности тектоники Горного Крыма. — "Геофиз. сб.", вып. 18. Киев.
- Лебединский В.И., Шалимов А.И.** 1964. Отражение этапов островных дуг в современной структуре Карпат и Горного Крыма. — В кн.: Проблемы вулканизма. Петропавловск-Камчатский, Дальневосточное книжное изд-во.
- Липкин Ю.С.** 1973. Геоморфологическое районирование котловины Японского моря. Владивосток.
- Луцкий А.В.** 1965. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. — "Труды ГИН АН СССР", вып. 120.
- Маловицкий Я.П., Углов Б.Д., Осипов Г.В.** 1972. Некоторые черты глубинного строения Черноморской впадины по данным гидромагнитной съемки. — В кн.: Морская геология и геофизика. Сб. 3. Рига, "Зинатне".
- Методика и некоторые результаты гидромагнитной съемки в северо-восточной части Черного моря. 1967. — "Вестн. МГУ, геол.", № 6. Авт.: Городницкий А.М., Малышкин А.М., Ушаков С.А., Шнейдер А.А.
- Муратов М.В.** 1960. Краткий очерк геологического строения Крымского полуострова. М., Госгеолтехиздат.
- Муратов М.В.** 1969. Основные черты строения мегантиклинория Горного Крыма и его ограничения. — В кн.: Геология СССР. Т. VIII. Крым. Ч. 1. М., "Недра".
- Муратов М.В.** 1972. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного. — "Геотектоника", № 5.
- Непрочнов Ю.П.** 1962. Результаты глубинного сейсмического зондирования на Черном море. — В кн.: Глубинное сейсмическое

- кое зондирование земной коры в СССР. Л., Гостоптехиздат.
- Николаев П.Н.* 1970. Тектоника Черноморской впадины. — "Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв.", № 11.
- Николаев П.Н.* 1973. Основные черты тектонического строения и сейсмичность Черного моря. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек. Сб. 5. М., Изд-во МГУ.
- Об основных чертах тектоники северной части Мармарошского массива (Восточные Карпаты). 1971. — "Геотектоника", № 6. Авт.: Бызова С.Л., Рудаков С.Г., Славин В.И., Хаин В.Е.
- 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 деформации горных пород. М., Изд-во АН СССР.
- Пейве А.В.* 1967. Основные черты тектоники Карпато-Балканской области. — В кн.: Карпато-Балканская геологическая ассоциация. VIII конгресс, т. I. Белград.
- Расцветаев Л.М.* 1966. Разрывы Копет-Дага и их связь со складчатой структурой. — "Геотектоника", № 3.
- Расцветаев Л.М.* 1971. О роли взбросо-сдвиговых деформаций в альпийской структуре Крымско-Копетдагской шовной системы. — В кн.: Ломоносовские чтения и VI Научная конференция Геологического факультета МГУ. М., Изд-во МГУ.
- Расцветаев Л.М.* 1973. Некоторые особенности позднеальпийской структуры орогенических областей юга СССР и тектонические напряжения новейшего времени. — В кн.: Новейшая тектоника, новейшие отложения и человек, Сб. 5. М., Изд-во МГУ.
- Рудич Е.М.* 1962. Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану. М., Изд-во АН СССР.
- Сейсмодислокации Западного Кавказа и их значение для сейсмического районирования. 1972. — В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М. Авт.: Хромовских В.С., Солоненко В.П., Жилкин В.М., Хилько С.Д., Зеленков П.Я., Семсенов Р.М.
- Семов В.Н.* 1975. Основные черты строения фундамента Скифско-Туранской плиты юга СССР. — В кн.: Глубинное строение земной коры. М., "Наука".
- Ситтер Л.У.* 1960. Структурная геология. Пер. с англ. М., ИЛ.
- Собакарь Г.Т.* 1970. Индикаторы неоднородностей верхней мантии Земли (на примере Украины). — "Геотектоника", № 3.
- Соллогуб В.Б.* 1969. Результаты глубинных сейсмических зондирований. — В кн.: Геология СССР. Т. VIII. Крым Ч. I. Геологическое описание. М., "Недра".
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В., Павленкова Н.И.* 1966. Строение земной коры юга Украины по данным глубинных сейсмических исследований. — В кн.: Глубинное строение Кавказа. М., "Наука".
- Суворов А.И.* 1968. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., "Наука".
- Тектоника области Черного и Азовского морей. 1968. — "Геотектоника", № 4. Авт.: Балавадзе Б.К., Бурковский В.Е., Гаркаленко И.А., Головинский В.И., Гончаров В.П., Гуревич Б.Л., Корнеев В.И., Маловицкий Я.П., Милашин А.П., Непрочнов Ю.П., Пустыльников М.Р., Соллогуб В.Б., Церетели Л.И., Чекунов А.В., Черняк Ч.И., Чирвинская М.В., Шарданов А.Н.
- Терехов А.А., Мамошина К.Н., Москаленко Э.П.* 1973. О продолжении структур Северо-Западного Кавказа во впадину Черного моря. — "Геотектоника", № 1.
- Тихонов А.Н.* 1973. Зеркала скольжения центральной и восточной части Горного Крыма, их распространение и использование при тектодинамическом анализе. — "Сб. науч. студ. об-ва геол. ф-та МГУ", № 9.
- Устиновский Ю.Б.* 1962. Тектогенез Японского моря и развитие континентальных впадин его побережья. — В кн.: Тезисы докладов на юбилейной сессии, посвященной 30-летию Дальневосточного филиала Академии наук. Владивосток.
- Утробин В.Н.* 1973. Особенности глубинного строения Флишевых Карпат. — В кн.: Перспективы нефтегазоносности и направление региональных и поисковых работ на нефть и газ в Украинских Карпатах. Львов.
- Хаин В.Е.* 1968, 1969. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока. — "Вестн. МГУ, геол.", № 6, 1968, № 1, 2, 1969.
- Хаин В.Е.* 1970. Условия заложения и основные этапы развития Средиземноморского геосинклинального пояса. — "Вестн. МГУ, геол.", № 2.
- Хогга Х.* 1970. Структура осадочных отложений на континентальной окраине Японских островов. — "Труды Сахалинск. комплекс. науч.-исслед. ин-та", вып. 33.
- Худяков Г.И.* 1974. К происхождению донного рельефа впадины Японского моря. Владивосток.
- Чекунов А.В.* 1970. О фундаменте Восточных Карпат. — "Геол. ж. АН СССР", 30, вып. 1.
- Чекунов А.В.* 1973. Основные этапы геотектонического развития Северного Причерноморья. — "Сов. геол.", № 4.
- Чекунов А.В., Гаркаленко И.А., Харченко Г.Е.* 1965. Глубинные разломы Северного Причерноморья и сдвиговые перемещения по ним. — Изв. АН СССР, серия геол., № 11.

- Черняк Н.И.** 1969. Новоселовское поднятие. Каркинитский прогиб. – В кн.: Геология СССР. Т. VIII. Крым. Ч. I. Геологическое описание. М., "Недра".
- Шалимов А.И.** 1966. О зональности магматических проявлений в Горном Крыму. – "Изв. высш. учеб. завед., геол. и разв.", № 8.
- Широкова Е.И.** 1967. Общие закономерности в ориентации главных напряжений в очагах землетрясений Средиземно-морско-Азиатского сейсмического пояса. – "Изв. АН СССР, Физика Земли", № 1.
- Штилле Г.** 1964. Древнейшие направления в тектонике Европы. – Избр. труды. Пер. с нем. М., "Мир".
- Шукин Ю.К.** 1972. Глубинные сейсмогенные разломы земной коры. – В кн.: Сейсмогенные структуры и сейсмодислокации. М.
- Kaseno Y.** 1972. Geological features of the Japan Sea floor. – "Pacific geol.", N 4.
- Kobayashi T.** 1941. The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islads. – "J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo", sec. 2,5, pt. 7.
- Pavoni N.** 1961. Die nordanatolische Horizontalverschiebung. – "Geol. Rundschau", 51, H. 1.
- Tectonic development of Czechoslovakia.** 1960. Praha, Nakl. CSAK. Ved. Aut.: Buday T., Kodymo O., Mahel M., Mařka M., Matejka A., Svoboda I., Zoubek V.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные о горизонтальных перемещениях земной коры по разломам платформенных областей и горноскладчатых сооружений на территории СССР в настоящее время довольно многочисленны и позволяют наметить некоторые пространственные и временные закономерности их проявления. Прежде всего обращает на себя внимание широкая распространенность следов крупных горизонтальных перемещений в самых различных структурах. На Балтийском щите отмечаются Кольский и Северо-Карельский шарьяжи амплитудой 50–70 км и несколько сдвигов – на Кольском полуострове (50–60 км), в Аллареченском районе (40–45 км) и в других местах. Наибольшая амплитуда надвигания – до 200–300 км – предполагается в районе северной оконечности Ботнического залива.

Сдвиги от 20 до 40 км установлены в пределах Воронежской антеклизы (Лыговско-Олымский, Верхне-Сеймский), между Украинским щитом и Крымским поднятием, вдоль р. Кальмиус, по Владимир-Волынскому разлому. Суммарная амплитуда поперечных и диагональных сдвигов Днепровско-Донецкой впадины определена в 60 км, а Криворожский надвиг исчисляется в 150 км.

В центральной и восточной частях Восточно-Европейской платформы, по обрамлению Сурско-Камской и Вятской систем и близ Московского грабена сдвиги достигают соответственно 30–50 и 15–25 км. На востоке, в платформенном чехле, доказаны надвиги амплитудой в первые километры.

В пределах Сибирской платформы сдвиги отмечаются в Енисейской рудной провинции (например, до 35 и 20–55 км в Горбиачинско-Кулюмбинской зоне, до 70–90 км в Курейско-Горбиачинской и до 100 км по Енисейскому разлому). На Анабаро-Оленекском междуречье многокилометровые сдвиги указывались для Чьмара-Джелиндинской зоны разломов. По осевой части Южно-Алданского разлома протрассирован Южно-Чульманский надвиг, его амплитуда определена в 15 км. Тунгусская синеклиза для конца палеозоя – начала мезозоя рассматривается, как крупная раздвиговая структура, а ее внутренние разломы определены, как сдвиги.

На Туранской плите сдвиги имели место Центрально-Устюртской, Северо-Мангышлакской и Карашор-Донгузсыртской зонах; их амплитуды колеблются от 10–120 до 50 км. Максимальное смещение предполагается по Урало-Тяньшаньскому сдвигу (150 км) и в ряде покровных структур – Букан, Тамды и др. (до 100 км).

Западно-Сибирская плита включает в себе окончание Кузнецко-Алатауского сдвига, имеющего амплитуду в 200 км, и продолжение Чингизского, амплитудой до 250 км. Рассекающая плиту в меридиональном направлении Колтогорско-Уренгойская (Гьдано-Омская) зона рассматривается, как зона раздвигов шириной в 50–70 км; с ней связаны сдвиги с амплитудой смещения до 25 км.

В областях палеозойской складчатости горизонтальные перемещения еще более выразительны. На Урале известны крупные шарьяжи (Михайловский, Нижне-Сергинский суммарная амплитуда которых составляет 130–150 км) и секущие продольные сдвиги (Нырбоско-Красновишерский – до 50 км, Дегтярский – 75 км и предполагаемый Мурзинский – 150–200 км). В Центральном Казахстане среди сдвигов отмечаются Джалаир-Найманский (130–150 км), Чингизский (100 км), Байдаулет-Карасорский (70 км), Актасский (20 км), а среди надвигов – Спасский (30–40 км), Успенский или Жаксытагалинский (15–20 км) и ряд других. Наиболь-

шая надвиговая составляющая (150–200 км) предполагается в зоне Сарысуйского разлома в связи с надвиганием герцинид на каледониды: Токрауская же зона, шириной 75–150 км, рассматривается, как обширный раздвиг. Крупнейший разлом Тянь-Шаня – Таласо-Ферганский – представляет собой сдвиг амплитудой до 200 км.

В южном обрамлении Сибирской платформы – в Саянах и Забайкалье – в последнее время более или менее уверенно выявлены сдвиги амплитудой до 100 км (Главный Саянский, Точерский) и ряд более мелких – Присяянский (10–40 км), Бирюсинский (50 км), Посольск-Наушки (35 км) и др.; а также надвиги – Жуинский (10–12 км) и Каларский (15 км). Сдвиги Восточной Монголии имеют амплитуду от 100 до 140 км.

Области мезозойской складчатости характеризуются тем же комплексом разломов с горизонтальной составляющей перемещений, что и палеозойды. В Верхояно-Чукотской области установлены надвиги – Тирехтяхский (20 км), Нельчанский (10–12 км), сдвиги – Омунчанский (15–20 км), Омолонский (30–40 км), раздвиги шириной от 10 до 30 км, сопряженные с надвигами и сдвигами. В Приморье наиболее крупным сдвигом считается Центральный Сихотэ-Алинский с величиной горизонтального смещения от 60 до 200 км, амплитуда других – Меридионального, Восточного, Кабаргинского – не превышает 20–55 км. Надвиги здесь встречаются реже, однако их амплитуда колеблется от 5–6 км (Прибрежный) до 25 км (Арсеньевский). Для палеозойского этапа развития в Приморье предполагается существование нескольких раздвигов, например между Центральным Сихотэ-Алинским и Прибрежным разломами или в районе Алчанского и Арсеньевского разломов, шириной в 100–130 км каждый.

На территории областей кайнозойской складчатости горизонтальная составляющая перемещений земной коры проявляется по-разному. В Карпатах развиты преимущественно покровно-надвиговые структуры, число которых достигает десяти. Амплитуда большинства порядка 10–20 км, Магурского – 70 км, а в сумме это составляет почти 200 км. Редкие сдвиговые зоны – Латорицкая и Верхнетиссенская – имеют амплитуду соответственно в 15–25 и 10–15 км и лишь в зоне сочленения Восточных и Южных Карпат по разлому Тротуш предполагается сдвиг на 150 км. В Горном Крыму и Причерноморье намечено несколько сдвигов – Симферопольский, Алуштинский, Феодосийский, Ногатинский, Керченско-Ждановский и др., с амплитудой порядка 20–30 км; с ними связывается глубинное надвигание крыла в сторону Черноморской впадины. Памиру свойственны шарьяжи и динамопары типа сдвиг–надвиг с общей величиной смещения около 100 км. Наконец, впадина Японского моря характеризуется как огромный раздвиг, обрамленный по периферии зонами сжатия; ширина наиболее глубоководной (геосинклинальной) части впадины составляет 250–300 км.

Все сказанное свидетельствует чуть ли не о повсеместных, но разновременных проявлениях горизонтальных перемещений по разломам на территории СССР.

Обращают на себя внимание одни и те же порядки амплитуд наиболее крупных перемещений – десятки и первые сотни километров. В тектонических областях самого различного возраста – на докембрийских платформах, эпипалеозойских плитах, в палеозоидах, мезозоидах и кайнозоеиде – эти порядки сохраняются. По-видимому, в каждой из этих областей они ограничиваются какими-то структурными рамками и имеют циклическую природу, будучи приурочены к определенным этапам развития земной коры.

С другой стороны, амплитуды основных составляющих горизонтального перемещения – сдвигов, надвигов и раздвигов – более или менее равнозначны между собой, что свидетельствует о их взаимосвязанности и взаимообусловленности.

Для значительных пространств территории СССР намечаются периоды наиболее активного действия горизонтальных напряжений того или иного знака. Как показывает табл. 4, в пределах Восточно-Европейской и Сибирской платформ в раннем протерозое преобладали усилия горизонтального растяжения, в связи с чем происходило образование ряда крупных раздвигов, эвгеосинклинальных прогибов и

Таблица 4

	Pt ₁	Pt ₂	Pt ₃	Pz ₁	Pz ₂	Pz ₃	Mz ₁	Mz ₂	Kz
Восточно-Европейская платформа	==	~	==	==	~	~	~	~	~
Сибирская платформа	==	~	==	==	~	~	==	~	~
Туранская плита				==	==	~	~		~
Западно-Сибирская плита				==	~	~	==		
Урал				==	~	~	~		
Центральный Казахстан				==	~	~	==		~
Тянь-Шань				==	~	~	~		~
Саяны-Забайкалье			==	~	~	~	~	==	
Восточная Монголия						==	~	~	
Верхояно-Чукотская область				==	~	==	~	~	
Приморье			==		~	==	~	~	
Карпаты							==	~	~
Горный Крым							==	~	~
Памир					==	~	~	~	~
Японское море								==	~

Примечание: двойная черта - преобладающее растяжение (раздвиг, сброс, сбросо-сдвиг), волнистая черта - преобладающее сжатие (надвиг, сдвиг, взброс, шарьяж).

кольцевых структур. В среднем протерозое, наоборот, стали преобладать усилия сжатия, вызвавшие формирование зон шарьяжей, надвигов, сдвигов, расланцевания и метаморфизма.

В позднем протерозое и особенно в раннем палеозое раздвиговые движения охватили почти полностью древние платформы и некоторые из складчатых зон: Урал, Казахстан, Тянь-Шань, Саяны, Верхояно-Чукотскую область и Приморье. На платформах вследствие этого возникла система авлакогенов, а в складчатых областях — серия геосинклинальных прогибов, заполненных мощными толщами эв- и миогеосинклинальных формаций.

Начиная с среднего палеозоя и главным образом в позднем палеозое обширные площади докембрийских платформ, эпипалеозойских плит и почти вся область палеозойской складчатости были подвержены латеральному сжатию, что привело к массовому появлению надвигов и других связанных с ними приразломных структур. Вместе с тем на востоке СССР, в мезозоидах и местами в палеозоидах и в альпийской складчатой области в это время преобладало растяжение земной коры и формирование геосинклинальных прогибов; то же самое было характерно и для первой половины мезозоя.

Наиболее широкое распространение сжимающие напряжения на территории СССР получили в кайнозое, главным образом в неоген-четвертичное время. Ими в разной степени была охвачена вся континентальная кора. В одних районах это привело к короблению напластований и складчатости, в других — к небольшим надвигам и сдвигам, в третьих, особенно в области альпийской складчатости, к возникновению шарьяжей, надвигов, сдвигов, складчатых чешуй и т.п.

Формирование земной коры на территории СССР в течение фанерозоя и ранее происходило, таким образом, на фоне чередующихся горизонтального растяжения и горизонтального сжатия. Но это отнюдь не означает, что, скажем, сжатие с комплексом соответствующих структурных форм или растяжение в те или иные периоды были всеобщими, хотя они и распространялись иной раз на очень большие площади. Чаше оказывалось, что структуры сжатия и растяжения в разных местах проявлялись одновременно. Например, сжатие Восточно-Европейской платформы в позднем палеозое отвечало растяжению большей части Сибирской платформы, сжатие Туранской плиты в конце палеозоя—начале мезозоя — растяжение Западно-Сибирской плиты, сжатие палеозойд в среднем—позднем палеозое — растяжение мезозойд и т.д.

При ближайшем рассмотрении этого вопроса выясняется, что взаимосвязь растяжение—сжатие была далеко не беспорядочной. Установлено, что более всего синхронными растяжение и сжатие оказывались в сопредельных больших структурах. Таковыми можно считать Саяно-Енисейское поднятие и Тунгусскую синеклизу в позднем палеозое — раннем мезозое, Кокчетав-Северотяньшанское поднятие и Джунгаро-Балхашскую геосинклиналь в среднем палеозое, Атасу-Тектурмасское поднятие и Токраускую впадину в позднем палеозое, Верхоянско-Верхнеколымское поднятие и Кольмо-Омолонский район в мезозое, Японскую островную дугу и впадину Японского моря в конце мезозоя—кайнозое и т.д. Говоря другими словами, на протяжении всей истории формирования земной коры территории СССР, будь то докембрийские платформы или области палеозойской, мезозойской и кайнозойской складчатости, горизонтальные движения сдвиго-надвигового типа на поднятиях сопровождались раздвиговыми движениями в соседних депрессиях, причем в каждом из отмеченных районов, как на поднятиях, так и в депрессиях, структуры сжатия и растяжения во времени неоднократно сменяли друг друга, создавая очень сложные спектры структурных форм.

Существование зон сжатия и растяжения и отвечающих им зон поднятий и опусканий, с другой стороны, указывает на тесную связь горизонтальных движений с вертикальными (сдвигов, надвигов и раздвигов с сбросами и взбросами), которая отмечается во многих местах. Однако, если амплитуда движений по горизонтали достигает первых сотен километров, то по вертикали она не превосходит 10—15 км. Очевидно, в общем структурообразовании ведущая роль остается за горизонтальными перемещениями, что уже неоднократно отмечалось рядом исследователей.

Названные амплитуды перемещений по горизонтали и вертикали вполне согласуются по ширине и высоте с размерами сопряженных позитивных и негативных структур. Вероятно, в континентальной коре горизонтальные движения трансформируются в вертикальные, как раз и предопределяя возникновение сопряженных позитивных и негативных структур (в данном случае фронтальных поднятий и тыловых депрессий). Именно эти структуры служат ограничением конечных амплитуд горизонтальных и вертикальных перемещений в континентальной земной коре, о чем упоминалось выше.

Немаловажная роль в процессе формирования стиля строения сопряженных поднятий и депрессий принадлежит глубинным уровням, на которых происходили срыв

и скольжение по латерали перемещаемых частей разреза земной коры. Устанавливаемые геофизически волноводы разной глубины свидетельствуют о том, что таких уровней было несколько, и самый нижний из них был той гранью, над которой в общем доминировали движения по разрывам, а ниже — преимущественно пластические течения вещества горных пород. Чем этот генеральный уровень был выше, тем меньше оказывались размеры сопряженных поднятий и депрессий и тем резче на поверхности проявлялись сжимающие напряжения и комплекс сдвиго-надвиговых структур (Казахстан в позднем палеозое, Памир в кайнозое и т.д.). Чем этот уровень был ниже, например на плитном этапе Восточно-Европейской платформы, тем крупнее становились сопряженные поднятие—депрессия и тем более сложно в разрезе коры реализовались латеральные напряжения: на поднятиях в виде сжатия на глубине и растяжения вблизи поверхности, а в депрессиях, наоборот, растяжение на глубине и некоторого сжатия у поверхности.

Резюмируя все сказанное, необходимо остановиться на отношении полученных фактических данных о горизонтальных перемещениях по территории СССР к концепции "новой глобальной тектоники".

Максимальные значения горизонтальных перемещений, наблюдаемых на дневной поверхности, в любом из рассмотренных тектонических районов, не превосходят 100—200 (может быть 300 км). В более глубинных горизонтах коры, исходя из размеров сопряженных поднятий—депрессий в палеозондах (Казахстан) и мезозондах (Северо-Восток СССР) можно предполагать движение масс по латерали до 500 км. Наконец, еще глубже, в верхней мантии, амплитуда горизонтальных перемещений по размерам наиболее обширных и глубоких тектонопар (Восточно-Европейской, Сибирской и др.) могла наращиваться еще больше, от 500 до 1000 км. Однако больших значений, за отсутствием их конкретного структурного выражения, предполагать нельзя, и мы их не знаем.

Таким образом, фактические (определяемые и предполагаемые) масштабы горизонтальных перемещений на территории СССР значительно уступают тем масштабам, которые предполагаются концепцией "новой глобальной тектоники". Примечательно, что амплитуды перемещений наращиваются не снизу вверх, что было бы неизбежно при ведущей роли в движении плит, а сверху вниз. Очевидно, движения в земной коре определялись и определяются не мобильностью жестких блоков земной коры. В их основе лежит глубинное, преимущественно пластическое перераспределение вещества тектоносферы, обусловленное, вероятно, как динамо-кинематическими, так и физико-химическими факторами.

В работе высказаны две гипотезы относительно происхождения напряжений и вызываемых ими горизонтальных перемещений жестких блоков земной коры: 1) латерального глубинного течения с формированием в жесткой коре сопряженных поднятий и депрессий (региональных тектонопар) и отвечающих им зон сжатия—растяжения; 2) течения в вертикальном направлении, в одних случаях вниз с образованием в жесткой коре зон сжатия, в других — вверх с образованием зон растяжения. Из всего сказанного следует, что в природных условиях действуют, по-видимому, оба механизма, дополняя и усложняя друг друга.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ (<i>А.И. Суворов</i>)	3
Глава I. ОБЛАСТИ ПАЛЕОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ.	5
Урал (<i>К.П. Плюснин</i>)	6
Признаки рифтовых структур	6
Малоамплитудные сдвиги и локальные раздвиги	7
Общеуральские шарьяжи	8
Секущие региональные сдвиги	13
Центральный Казахстан и Северный Тянь-Шань (<i>А.И. Суворов</i>)	16
Диагностика сдвигов, надвигов, взбросов и раздвигов	17
Краткая характеристика крупнейших разломов	20
Тектоническое положение разломов в среднем и позднем палеозое	26
Общая динамика и механизм горизонтальных перемещений по разломам	28
Южное обрамление Сибирской платформы (<i>П.М. Хренов, С.И. Шерман, В.К. Александров, В.П. Арсентьев, А.С. Барышев, А.Н. Демин, Т.В. Мордовская, А.П. Таскин</i>)	30
К методике выявления и изучения горизонтальных движений по разломам	31
Типы разломов с горизонтальным перемещением крыльев	32
Энергетические источники горизонтальных движений и динамика развития разломов	40
Монголо-Охотский глубинный разлом в Восточном Забайкалье (<i>Г.Г. Ге</i>)	43
Восточная Монголия (<i>В.И. Тихонов</i>)	48
Литература	53
Глава II. ОБЛАСТИ МЕЗОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ	58
Верхояно-Чукотская область (<i>Г.С. Гусев, Ф.Ф. Третьяков</i>)	—
Взбросы и надвиги	—
Сдвиги	64
Кинематическое районирование	66
Приморье (<i>И.И. Берсенева, Р.Г. Кулинич, Ю.Н. Олейник, И.К. Пушин, В.П. Уткин</i>)	69
Краткая характеристика разломов	72
Динамика горизонтальных перемещений	78
Литература	80
Глава III. ОБЛАСТИ КАЙНОЗОЙСКОЙ СКЛАДЧАТОСТИ	83
Советские Карпаты (<i>С.С. Круглов</i>)	—
Характеристика покровных и других разрывных структур	85
Структурные особенности и возраст горизонтальных перемещений	92

Горный Крым и Северное Причерноморье (<i>Л.М. Расцветаев</i>)	95
Краткая характеристика разломов Горного Крыма	—
Положение Горного Крыма в структуре и рельефе Северного Причерноморья	101
Горизонтальные перемещения по разломам Черноморского сектора Западной Евразии	107
Впадина Японского моря (<i>И.И. Берсенеv, Ю.С. Липкин, К.И. Сигова</i>)	113
Методика выявления разломов	114
Основные типы разломов	117
Закономерности строения и развития разломов и механизм горизонтальных пере- мещений	121
Литература	124
ЗАКЛЮЧЕНИЕ (<i>А.И. Суворов</i>)	128

CONTENTS

INTROZITION (<i>A.I. Suvorov</i>)	3
Chapter I. AREAS OF PALEOZOIC FOLDING	5
The Urals (<i>K.P. Plyusnin</i>)	—
Features of rift structures	6
Small-amplitude wrench faults and local gaping-faults	7
Nappes throughout the Urals	8
Cross-cutting regional wrench fault	13
Central Kazakhstan and North Tien—Shan (<i>A.I. Suvorov</i>)	16
Diagnostics of wrench faults, overthrusts, up-dips and gaping faults	17
Brief characteristics of the largest faults	20
Tectonic position of faults in Middle and Late Paleozoic	26
General dynamics and mechanism of horizontal displacements along the faults.	28
Southern framing of the Siberian platform (<i>P.M. Khrenov, S.I. Sherman, V.K. Aleksandrov, V.P. Arsentiev, A.S. Baryshev, A.N. Demin, T.V. Mordovskaya, A.P. Taskin</i>)	30
On methods of establishing and study of horizontal movements along the faults	31
Types of faults with horizontal displacement of limbs	32
Energetic sources of horizontal movements and dynamics of fault development	40
Mongolo-Okhotsk abyssal fault in the East Transbaikalian region (<i>G.G. Ge</i>)	43
East Mongolia (<i>V.I. Tikhonov</i>).	48
Bibliography.	53
Chapter II. AREAS OF MESOZOIC FOLDING	58
Verkhoyano-Chukotsk area (<i>G.S. Gusev, F.F. Tretiyakov</i>).	—
Up-dips and overthrusts	—
Wrench faults	64
Cinematic zonation	66
Primorye (<i>I.I. Bersenev, R.G. Kulinic, Yu.N. Oleinik, I.K. Pushchin, V.P. Utkin</i>)	69
Brief characteristics of faults	72
Dynamics of horizontal displacements	78
Bibliography.	90
Chapter III. AREAS OF CENOZOIC FOLDING	83
Soviet Carpathians (<i>S.S. Kruglov</i>).	—
Characteristics of nappes and other offset structures	85
Structural peculiarities and the age of horizontal displacements	92

Mountain Crimea and the North Black Sea area (<i>L.M. Rastsvetaev</i>)	95
Brief characteristics of faults of the Mountain Crimea	101
Position of the Mountain Crimea in the structure and relief of the North Black Sea area	107
Horizontal displacements along the faults of the Black Sea sector of West Eurasia	113
Depression of the Sea of Japan (<i>I.I. Bersenev, Yu.S. Lipkin, K.I. Sigova</i>)	113
Methods of establishing the faults	114
The main types of faults	117
Regularities of structure and development of faults and mechanism of horizontal displacements	121
Bibliography	124
CONCLUSION (<i>A.I. Suvorov</i>)	128

†

РАЗЛОМЫ И ГОРИЗОНТАЛЬНЫЕ ДВИЖЕНИЯ ГОРНЫХ СООРУЖЕНИЙ СССР

*Утверждено к печати Ордена Трудового Красного Знамени
Геологическим институтом АН СССР*

Редактор издательства *Л.В. Миракова*

Художественный редактор *А.Н. Жданов*. Технический редактор *И.В. Голубева*

Подписано к печати 11/IV 1977 г. Т-03883. Усл.печ.л. 11,9 + 0,8 вкл.

Уч.-изд.л. 14,5. Формат 70 x 108 1/16. Бумага офсетная № 1. Тираж 1400 экз.

Тип. зак. 1384. Цена 1 р. 45 к.

Книга издана офсетным способом

Издательство "Наука", 103717 ГСП, Москва, К-62, Подсосенский пер., 21

Московская типография № 9 Союзполиграфпрома, Москва, Волочаевская ул., 40