

Б. А. ИВАНОВ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ
РАЗЛОМ**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
ПРИМОРСКОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

Б. А. ИВАНОВ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ РАЗЛОМ

ДАЛЬНЕВОСТОЧНОЕ КНИЖНОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО
ВЛАДИВОСТОК 1972

В работе подробно описан Центральный Сихотэ-Алинский разлом — главная разрывная структура региона. Он геологически прослежен более чем на 700 км по простиранию на северо-восток (20—25°) от берега моря до верховья р. Хор. Вероятно его продолжение и далее, где геологическая изученность территории хуже.

Зона разлома хорошо выражена морфологически, к ней во многих местах приурочены долины рек, отличающиеся прямолинейностью и располагающиеся одна на простирании другой; на водоразделах и склонах наблюдаются небольшие уступы или впадины.

Разлом характеризуется геологической контрастностью соприкасающихся по нему блоков, особенно отчетливой на юге. В строении Западного блока значительное участие принимают палеозойские, в том числе наиболее древние силур-девонские породы. Восточный блок в большей части сложен мезозойскими отложениями, на поверхности преимущественно представленными нижним мелом. Контрастность блоков объясняется не влиянием разлома на осадконакопление и не вертикальными перемещениями, а большим левосторонним горизонтальным смещением, в результате которого контактирующими между собой оказались разновременные или разнофациальные формации. Возникновение разлома, по-видимому, связано еще с ранне-мезозойскими деформациями, но главные смещения произошли в позднем мелу. Левый сдвиг доказывается анализом структур. Амплитуда определена предположительно по косвенным признакам, но с учетом деталей геологического строения, главным образом по смещению фациальных зон нижнемеловых отложений и рассеченных разломом частей позднемеловых гранитоидных массивов. В первом случае она равна 150—200 км, во втором — 60—100 км.

Металлогеническое значение разлома заключается в том, что связанными с ним движениями были подготовлены рудопроводящие и рудоконтролирующие структуры, осуществлена связь с глубокими частями земной коры, вызвано гранитоидное магмообразование, которым в значительной степени обусловлены извлечение, захват, концентрация и вынос металлов. Окончательное формирование месторождений, однако, во многих случаях зависело от более молодых деформаций, магматической и гидротермальной деятельности, с которыми связаны и самостоятельные месторождения.

Центральный Сихотэ-Алинский разлом является одним из основных и вполне закономерным элементом зоны контакта континентальных и океанического блоков литосферы, структура которой создана субмеридиональным горизонтальным сжатием и относительным движением океанического блока к северу.

ВВЕДЕНИЕ

Работа выполнена в Южно-Приморской экспедиции Приморского геологического управления. Кроме автора в ней участвовали геологи Б. К. Сорокин, В. П. Уткин, А. Л. Черных. Геологи В. М. Кочкин, Ю. И. Максименко, В. К. Мостовой, Н. Г. Мельников, проводившие в последние годы картирование районов зоны ЦР*, оказали нам большую помощь, представив в наше распоряжение самые новые данные полевых наблюдений и сообщив много ценных сведений. Д. А. Кириков (ВСЕГЕИ) передал нам интересный материал его исследований по Хорскому участку. Некоторые вопросы интерпретации геофизических данных обсуждены совместно с Г. К. Шилов и В. К. Клюевым. Все карты и рисунки вычерчены Л. В. Бурой.

Автор искренне благодарит всех, кто помог ему выполнить данную работу.

Для изучения ЦР проведены камеральные и полевые работы. Первые заключались в выборке по возможности всего геологического материала по ЦР, содержащегося в различных многочисленных геологических и геофизических работах, его систематизации и последующей обработке с целью наиболее объективного отражения этих сведений на приложенных иллюстрациях и в тексте.

Значительные работы были проведены по изучению закономерностей в пространственном положении рудных жил почти по всему Приморью, за исключением западных районов, находящихся вне влияния ЦР. Рудные жилы представляли особый интерес, так как, во-первых, прослежены намного лучше, чем другие жильные образования или вообще какие-либо структурные элементы, и, во-вторых, дают возможность непосредственно видеть концентрацию руды в той или другой системах трещин. Обработанный материал и по различным дайкам, распространенным в пределах рудных полей и в некоторых районах, примыкающих к ЦР. При построении диаграмм учитывалась протяженность жил в том или в другом направлении. В некоторых случаях был сделан пересчет на запасы металлов.

Камеральным путем, за исключением нескольких районов, где осуществлялась и полевая проверка, проведено дешифрирование аэрофотоснимков под стереоскопом, давшее хорошие результаты по выявлению главной линии ЦР, значительно худшие по опережающим разрывам и почти никаких по складчатым структурам (дешифрируются лишь контакты резко различных по отношению к денудационным процессам пород и отдельные горизонты кремнистых сланцев). В некоторых случаях установлено при дешифрировании и проверено в поле (район бассейна р. Вангоу, выше поселка Лазо), что разрывы, субпараллельные главной линии ЦР, лучше видны, чем она сама. Это объясняется большим различием пород, контактирующих по второстепенным разрывам. Местами ЦР настолько хорошо виден на аэрофотоснимках, что они могут служить иллюстрациями в учебных пособиях (см. ниже описание Судзукского отрезка). Иногда особенно хорошо видна именно зона разлома, иногда — контрастность рельефа Западного и Восточного блоков. Местами (например бассейн р. Нотто) ЦР дешифрируется даже там, где он «залечен» последовательными интрузиями или перекрыт молодыми вулканогенными образованиями.

Специальные полевые работы по теме проведены нами в небольшом объеме. (Этих работ, конечно, было бы недостаточно, но необходимо учесть, что автором недавно закончена работа по составлению тектоно-магматической карты Приморского края, сопровождавшаяся широкими рекогносцировочными исследованиями). Они велись в двух направлениях. Во-первых, изучалась сама зона ЦР и, во-вторых, проводились исследования для решения отдельных принципиальных вопросов геологии Сихотэ-Алиня, без которых многие стороны рассматриваемой проблемы оказались бы неясными. Основные результаты сводятся к следующему:

1. В вангоуской серии собраны органические остатки, подтверждающие ее древнейший возраст по отношению к другим свитам Сихотэ-Алиня.

2. Доказано распространение вангоуской серии далеко к северу от прежде предполагавшейся границы — в верховьях правых притоков Судзухе — ручьях Парамоновском и Еломовском.

3. Находками кораллов в линзе известняка, находящейся среди терригенных отложений окрестностей села Кишиневки (бассейн Судзухе), доказан мезозойский возраст их и тем самым, особенно учитывая сказанное в предыдущих пунктах, установлена большая возрастная контрастность формаций, примыкающих к ЦР с разных сторон.

4. Находки девонской флоры в люторгской свите и верхнепермской фауны в самаркинской свите, считавшейся каменноугольной, а также структурный анализ, проведенный после составления тектоно-магматической карты Приморского края, позволили пересмотреть стратиграфическую схему палеозоя и с большей определенностью наметить главные элементы строения Восточного и Западного блоков.

* Далее в тексте Центральный Сихотэ-Алинский разлом будет обозначаться для краткости буквами — ЦР.

5. В нескольких местах детальными наблюдениями выявлен тип структур непосредственно у разлома.

6. В бассейне Судзуке удалось провести наблюдения по самому ЦР в незамаскированном позднейшими внедрениями изверженных пород виде.

7. Установлена многократность внедрения гранитоидов в зону ЦР, первые порции которых можно отнести к сдвиговым, а последние — ко времени, когда значительные горизонтальные движения по разлому уже прекратились.

Главной теоретической основой наших исследований являлись положения, изложенные Е. М. Андерсоном в его книге о динамике разрывообразования (Anderson, 1951), и работах геологов, развивающих эти идеи (J. D. Moody, L. U. de Sitter, E. H. T. Whittell и др.) и в трудах советских геологов, посвященных теориям горизонтальных перемещений по разломам (А. В. Пейве, В. С. Буртман, А. В. Лукьянов, А. И. Суворов и др.). Учтены также выводы, сделанные при описании известных крупных сдвигов (В. Н. Орлов, А. В. Пейве, А. В. Лукьянов, А. И. Суворов, W. Q. Kennedy, J. A. Roddic, J. C. Crowell, T. W. Dibblee, J. H. Stewart, W. W. Patton и др.).

Необходимо при этом обратить внимание на то, что закономерности структурного рисунка зоны сдвига, установленные для одних районов, оказываются неуниверсальными. Это хорошо видно, например, при сравнении казахстанских сдвигов с ЦР. Большое сходство у него оказывается со сдвигами, выявленными по западной окраине Сьерры Америки. По-видимому, существенное влияние при развитии этих структур оказывало их пространственное положение по отношению к границам континентальных и океанических блоков литосферы. Закономерности структурного рисунка, выявленные при изучении современных землетрясений, то есть при изучении следов разовой деформации в самых поверхностных слоях, могут быть применены для объяснения особенностей сдвиговых структур лишь в определенной мере и очень осторожно.

Появление публикаций с описанием громадных сдвигов, наблюдения над современными смещениями при землетрясениях и широкое признание большого значения горизонтальных напряжений в земной коре — все это явилось причиной замечаемого в последнее время увлечения сдвиговой тектоникой. Это свойственно и для Приморья. Если первое сообщение, в котором ЦР рассматривался как сдвиг (Иванов, 1960), было принято настороженно, то теперь сдвиги стали рисоваться и там, где они не имеют никаких геологических доказательств*. С другой стороны, часть геологов вообще отрицает существование сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений в земной коре. Это отражено в легендах ряда мелкомасштабных геологических и тектонических карт, в которых нет знака разрыва со сдвиговым смещением.

Но даже наиболее стойкие противники сдвигов признают необходимость их детального изучения. Так, В. В. Белоусов пишет (1969), «...проблема больших горизонтальных сдвигов должна быть изучена специально и с максимальной объективностью. Ответ, который мы при этом получим, будет иметь непосредственное влияние на развитие представлений о характере глубинных процессов».

Нами сделаны определенные выводы о типе ЦР, времени, направлении, амплитуде движения по нему и его металлогеническом значении. Вместе с тем мы старались изложить фактический материал так, чтобы читатель сам смог при желании попытаться решить, и может быть по-другому, эту сложную задачу со многими неизвестными.

Местность, через которую проходит зона ЦР, покрыта геологической съемкой на территории всего Приморского края. Материалы этих съемок и использованы как главные для сделанного нами описания ЦР. Необходимо, правда, отметить, что по степени решения геологических вопросов проведенная съемка во многих случаях не отвечает требованиям — не выяснены в должной мере ни стратиграфия (на ряде площадей не определен возраст пород даже в отношении их принадлежности к палеозою или мезозою), ни тектоника (не выявлены основные черты структур). Объяснить это можно сложностью геологического строения, сходством литологического состава разновозрастных формаций, редкостью палеонтологических находок, плохой, а во многих случаях очень плохой обнаженностью и трудными условиями полевых работ. Кроме того следует указать на недостаточное использование геофизики и аэродешифрирования, хотя по имеющемуся опыту оказывается, что и эти методы пока дают малоудовлетворительные результаты. Несмотря на сказанное, ЦР показан на всех геологических картах почти без исключения, и его положение редко вызывает дискуссии.

Опубликованных работ, посвященных специально ЦР, немного.

А. З. Лазарев (1939), по-видимому, первый обратил внимание на наличие разломов северо-восточного простирания, проходящих через весь Сихотэ-Алинь и ограничивающих горст, образовавшийся в средней части этой горной страны. «Этот горст, — отмечает Лазарев, — раньше принимался за центральное антиклинальное поднятие». Восточное тектоническое ограничение горста Лазарева и является первым представлением о ЦР.

Н. А. Беляевский выделил ЦР уже как вполне определенную структуру, назвав ее Центральным Сихотэ-Алинским структурным швом. Н. А. Беляевский совместно с Ю. Я. Громовым он был описан в посвященной специально этому статье (1955) и в объяснительной записке к геологической карте (1955). Беляевский считал, что шов «от-

* Еще большее увлечение наблюдается «глубинными разломами», сеть которых, очевидно, скоро станет так густа, что из-за нее и геологии будет не видно.

делает область распространения верхнепалеозойских отложений Главного Сихотэ-Алинского антиклинория от территории, занятой мощными толщами мезозоя-синклинорной структуры Восточного Сихотэ-Алия» и что, «западнее этого структурного шва в триасе, юре и большей части мела располагалась область размыта, а восточнее простиралась область осадконакопления». Намеченное при описании положение шва и указание на его прямолинейность близки к современным представлениям. На схеме же он показан в виде искривленной линии.

На тектонической карте, составленной в 1960 г. Громовым и другими под редакцией Беляевского (1964), ЦФ показан уже как серия расположенных примерно по простиранию, но не связанных между собой разрывов; причем, на юге это надвиг (в крайней южной части параллельный складчатым структурам), в бассейне р. Фудзин — сброс, а на севере — «разрыв глубинного заложения внутри складчатой области».

Беляевским подчеркивалось, что простирание шва согласно простиранию верхнепалеозойских и мезозойских складчатых структур Сихотэ-Алия и что он представляет собой надвиговую зону. Геологические данные по Беляевскому и Громову свидетельствуют о большой амплитуде вертикального смещения. Величина ее не может быть меньше 4000—5000 м. Со швом связывается проявление разнообразного магматизма. Заложение шва относится к триасовому времени (1955), что обосновывается появлением мощных конгломератов и грубозернистых песчаников (эти отложения, как выяснилось, оказались верхнемеловыми), или к концу палеозоя (1964). Формирование его продолжалось в течение всего мезозоя и большей части кайнозоя (1964). Шов считается «принадлежащим к категории структур, близко напоминающих глубинные разломы А. В. Пейве» (1955).

В. Н. Силантьев (1963) опубликовал довольно подробное описание Меридионального разлома (он именуется его Фудзино-Иманским сдвигом), с обоснованным многими геологическими данными подтверждением левостороннего сдвига по нему амплитудой 35—40 км. Силантьев считает, что сдвиговые смещения по Меридиональному разлому произошли в верхнем сеноне, что он не пересекает ЦР, но «форма сочленения этих двух разрывных структур пока не установлена». Работы Силантьева имели большое значение для признания существенной роли сдвиговой тектоники в строении Сихотэ-Алия.

Выяснению взаимоотношений Центрального и Меридионального разломов посвящены работы А. П. Паклина (1963, 1964). Он считал, что по Меридиональному сдвигу произошло левостороннее смещение амплитудой около 35 км. Время смещения определяется как послепалеоценовое. Признается вероятным значительное горизонтальное движение того же направления и в то же время по ЦР, заложившемуся по крайней мере уже в сеноне. После прекращения движения по Меридиональному разлому оно еще продолжалось по ЦР. В результате южное окончание Меридионального сдвига было искривлено и перемещено на север. Общая величина смещения искривленного окончания Меридионального сдвига в зоне ЦР оценивается в 12 км. Если же учесть искривление Меридионального разлома, то можно предположить, что точка сочленения Меридионального сдвига с ЦР сместилась примерно на 30—40 км к северо-востоку от своего первоначального положения. Это искривление создано мелкими левосторонними смещениями по многочисленным плоскостям скалывания, развивавшимся субпараллельно линии ЦР.

В XXXII томе Геологии СССР (Приморский край) ЦР описан в общем по старым данным (Иванов, 1961). Подтверждается «сдвиговый, а не надвиговой тип», но попытки определить амплитуду сдвига не могут быть признаны удачными, так как основываются на сопоставлении двух не характерных гранитных массивов, а не на всем комплексе геологических данных. Неправильно и представление о ЦР как о «шве», разграничивавшем районы с разными условиями накопления верхнепермских и раннемезозойских бассейнов. Обосновывается это указанием на то, что к западу от ЦР отложения этого возраста не содержат кремнисто-терригенных формаций, распространенных восточнее. Это указание не соответствует действительности, так как такие формации охарактеризованы верхнепермской и мезозойской фауной в большем числе пунктов именно в Западном блоке (Иванов, 1967; Максименко, 1970; Старов и Мостовой, 1970). Наблюдавшееся в ряде случаев различие фаций одновозрастных отложений, примыкающих к ЦР с разных сторон, объясняется на самом деле большой амплитудой сдвига.

Упоминания о ЦР или изображения его на картах и схемах находятся почти во всех региональных работах последних лет, посвященных Сихотэ-Алию, а также на мелкомасштабных геологических, тектонических, металлогенических и других картах. Нельзя не отметить, что на таких картах ЦР наносится небрежно, с большими ошибками как в отношении местоположения, так и графического изображения. Примером может служить тектоническая карта Евразии (редактор Яншин, 1966), где ЦФ показан в виде разобренных кривых линий.

Близкие к современным представления о ЦР, принятые теперь большинством геологов Приморья, впервые были сформулированы нами в 1960 г. (Иванов, 1960, 1961). Тогда же, по имевшимся геологическим и геоморфологическим данным, было намечено положение линии ЦР, которое подтвердилось последующими геологическими работами. Поступавшие новые данные частично нашли отражение в ряде публикаций (Иванов, 1961, 1963, 1964, 1966, 1969).

Геофизическая изученность зоны ЦР неравномерна. Значение геофизических работ

рассмотрено при геологическом описании ЦР. Здесь необходимо отметить следующее: специального изучения ЦР геофизическими методами произведено не было, а имеющиеся материалы показывают, что они могли бы в ряде случаев дать весьма интересные результаты. Например, в бассейне р. Судзухе ЦР попал лишь на край площади дипольного профилирования, здесь он исключительно отчетливо выявляется этим методом; хорошо трассируется ЦР и эманационными аномалиями (см. ниже).

В заключение нашего краткого введения уточним определение двух терминов, которые будут наиболее часто употребляться при дальнейшем описании. Это разлом и разрыв. Под разломом понимается тектонический контакт, нередко сложный, представленный зоной различных разрывов, между крупными блоками, смещенными один относительно другого. Разрыв — это конкретная поверхность смещения любого размера.

один против другого притоки рек. Это хорошо видно на топографических картах всех масштабов, на аэрофотоснимках и непосредственно при наблюдении с возвышенности, с самолета или вертолета. На водоразделах и склонах по линии ЦР наблюдаются ясно выраженные, хотя иногда и небольшие, уступы или (чаще) впадины. Так, например, с первого от села Киевки перевала (по верхней дороге на север — высота 648) видно, что зона ЦР хорошо проявлена в рельефе и далеко прослеживается в направлении Бенеvских высот — типичные седловины многопланово проектируются, совмещаясь в единый прямолинейный ров, ограничивающий здесь зону ЦР с запада. Запоминается вид с самолета на долину р. Синанчи.

На рис. 1 изображена серия последовательных профилей по южной части ЦР. Она может характеризовать тип рельефа для всего ЦР. Необходимо отметить лишь следующее. Абсолютные отметки выхода главной линии ЦР на поверхность изменяются от 0 до 705 м, ближайшие вершины гор поднимаются обычно на несколько сотен метров выше, но иногда достигают высоты более 1000 м (до 1855,1 м — г. Облачная), превышая дно рва ЦР на 1000 и более метров (до 1150).

Во многих местах видно резкое различие рельефа к востоку и западу от линии ЦР. Участки, относительно более высокогорные, располагаются то с западной, то с восточной стороны разлома, но разница высот отнюдь не говорит о разнице в вертикальном смещении по разлому. Рельеф зависит от характера слагающих данный участок пород, и известны случаи, когда опущенный по разлому участок является относительно более высоким (например, некоторые участки, занятые эффузивами). Это, казалось бы лишнее, пояснение сделано только потому, что в последнее время наблюдается весьма упрощенное применение «морфометрического метода» для решения вопросов тектоники.

Сложная тектоника зоны ЦР выражается иногда весьма причудливым рельефом. Так, например, с дороги, проходящей по долине р. Судзуче мимо с. Бенеvского, хорошо видно своеобразие рельефа к северо-западу от него. Здесь находятся беспорядочно разбросанные живописные мелкие сопки, не составляющие ни определенных гряд, ни массивов. Этот рельеф возник в зоне многочисленных оперяющих ЦР разрывов, ограничивших блоки, сложенные из резко различных по физическим свойствам пород — гранитов и осадочных образований.

ОПИСАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЦР

ЦР проходит внутри Сихотэ-Алинской складчатой области и геологически прослежен более чем на 700 км по простиранию на северо-восток ($20-25^\circ$) — от берега моря на юге до верховья р. Хор. Вполне вероятно его продолжение и далее на северо-восток, но здесь геологически территория исследована еще недостаточно, а наблюдений в пределах Хабаровского края нами не проведено.

Ниже дается описание геологического строения по отдельным отрезкам ЦР. Это сделано не только для удобства изложения материала, но, главным образом, потому, что в каждом из выделенных интервалов наиболее ярко отражены те или иные особенности, на которые и обращается внимание.

СУДЗУХИНСКИЙ ОТРЕЗОК (около 60 км)

В этот отрезок (рис. 2 и 3) входит интервал от берега моря до долины р. Хандагоу, правого притока р. Судзухе. На севере разлом прослежен по правобережью, а южнее р. Эльдагоу — по левобережью р. Судзухе. Главная линия ЦР правильная, почти без изгибов, образует дугу очень большого радиуса, постепенно меняя простирание от 24° на севере до $9-10^\circ$ на юге.

Этот участок отличается особенной контрастностью пород и структур Западного и Восточного блоков.

Главное значение в строении Западного блока имеют наиболее древние из известных в Сихотэ-Алине силур-девонские отложения (вангоуская серия), сложный комплекс габброидов, поздне меловые гранитоиды и вулканические образования. Меньше и в некотором удалении от ЦР распространены верхнепалеозойские (?) отложения, верхнепермская чандалазская свита и предположительно верхнемеловые своеобразные конгломераты.

Вангоуская серия примыкает с запада к главной линии ЦР, обрывается ею на протяжении более 40 км, местами прорываясь интрузиями гранитов. Первые на севере выходы пород этой серии обнажаются из-под эффузивного покрова в верховьях долин Дудковского, Еломовского и Парамоновского ручьев, а крайним южным местонахождением характерных для вангоуской серии пород является остров Скалы в бухте Судзухе.

Серия представлена различными, во многом своеобразными породами: алеволитами, глинистыми, кремнисто-глинистыми, хлоритово-кремнистыми, кварцево-хлоритовыми, кварцево-карбонатно-хлоритовыми, кварцево-хлоритово-серицитовыми, кварцево-серицитовыми сланцами; спилитами, порфиритами и туфами; зелеными, фиолетово-зелеными и фиолетово-бурыми сланцами, образовавшимися за счет рассланцевания порфиритов, туфов и спилитов; песчаниками; кварцитами, происшедшими в результате метаморфизма песчаников и частично кремней; гравелитами (очень редкие маломощные и быстро выклинивающиеся слои); известняками (прослой и линзы). Характерна фаціальная изменчивость пород, наличие пятнистых, брекчиевых и плейчатых текстур, которые можно иногда рассматривать как результат дифференцированных перемещений в недиагенезированных или слабо уплотненных осадках. Эти

текстуры не всегда отличимы от широко распространенных несомненно тектонического происхождения — гофрировки, пloyчатости, брекчий, структур будинажа. Наблюдается зональность вторичных изменений пород, связанных с динамо- и термальным метаморфизмом. Обычны так называемые пятнистые сланцы — измененные породы с резко проявленным текстурным рисунком, в неизмененных породах незаметным или малозаметным. Они образовались в результате выборочного окремнения и окварцевания — более сильного в песчанистых линзочках, слоях, гнездах, — и неравномерной хлоритизации. Недостаточная изученность и сложная тектоника серии не позволяет пока полностью восстановить стратиграфическую последовательность составляющих ее толщ. По-видимому, вулканические породы большей частью приурочены к низам разреза. Мощность серии оценивается различно и очень приближенно — в 3000—5000 м. В линзах известняка, в разных частях разреза находятся органические остатки. В одной из линз, залегающей выше средней части разреза серии и выше главной массы вулканогенных образований, Н. Г. Мельниковым были отобраны штуфы, в которых М. А. Дубатолова определила *Pentagonocyclicus sp.* и *Cyclocyclicus sp.*, по внешнему виду сходные с формами, распространенными в палеозое и наиболее близкие среднепалеозойским формам. В этих же штуфах В. И. Хромых и В. Н. Дубатов (1967) обнаружили строматопороидеи рода *Amphypora*, известного в силуре и девоне. Возраст отложений, по их заключению, «вероятнее всего среднепалеозойский». Нами в 1968 г. были отобраны известняки из этого же обнажения. При просмотре шлифов обнаружены онколиты Озагия. М. С. Яхшин подтвердил принадлежность остатков к этой группе и высказал предположение о возможном их позднерифейском-раннекембрийском возрасте. Учитывая весь набор палеонтологических находок и известные теперь сведения о присутствии древнейших онколитов в среднем палеозое (Караулов, 1967), вангоуская серия отнесена, конечно с некоторой долей условности, к силуру-девону.

Вангоуская серия интенсивно дислоцирована — смята в складки и нарушена многочисленными разрывами. Складки линейные, имеют выдержанное северо-восточное простирание, то пологие, то крутые и опрокинутые крылья. Серия в какой-то мере была уже смята в докембрийское время, хотя эти древние структуры были затем усложнены и переработаны. Тип складок зависит от литологического состава слоев. Так, например, в зеленых сланцах отмечена сложность форм, мелкая складчатость, пloyчатость, тогда как мощные слои песчаников или кварцитов, чередующиеся с алевролитами и сланцами, смяты в более простые складки. Характерно развитие структур будинажа, рассланцевания, брекчирования, кливажа. Они, по-видимому, большей частью связаны с мезозойскими деформациями. Мелкая складчатость нередко развита локально — близ разрывов (Мельников, 1968). Весьма возможно, что кажущаяся быстрая фациальная изменчивость толщ на самом деле во многих случаях является не фациальной, а связана с усложнением древних складчатых структур мезозойскими движениями. Простые линейные элементы мезозойских структур, возможно, включают местами в себя различные участки переработанных древних складок.

Особенно заметна переработка структур вблизи ЦР. В районе ручья Ко-Че-Говза и к югу, по правобережью Судзухе, а также в бассейне р. Вангоу вангоуская серия образует структурную дугу (изгиб), меняя постепенно простирание слоев от северо-восточного, близкого к широтному, на западе до северо-восточного по мере приближения к ЦР. Трещины, образованные в породах по их слоистости и сланцеватости, преимущественно падают круто на северо-запад. Исключительно отчетливо располагаются поперечные к дуге разрывы (сбросы, сбросо-сдвиги), стремящиеся по мере ее изгиба ориентироваться строго пер-

пендикулярно. Ориентировка этих разрывов (лишь малая доля наиболее крупных на них показана на карте) прекрасно видна по коленчатым изгибам долины р. Вангоу, по положению ее притоков и правых притоков р. Судзухе, которые местами образуют острые углы с главными реками, но не по их течению, а снизу вверх.

Наличие закономерной системы северо-западных трещин подчеркивается господствующим простиранием даек, пронизывающих Беневский массив. Это хорошо видно на розе, составленной по частоте встречи даек того или иного простирания (рис. 4), и на диаграмме трещиноватости, составленной для вангоуской серии. Такая однотипность систем в разновременных и разнородных образованиях говорит или об унаследованности направлений, или, что более вероятно, об их возникновении при одних и тех же деформациях, связанных с развитием ЦР.

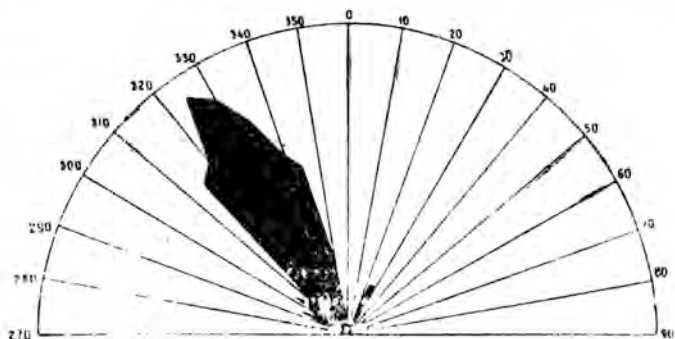


Рис. 4. Роза простирания 130 даек, преимущественно среднего, реже кислого состава, в Беневском массиве. Составлена по материалам Н. Г. Мельникова

Примером северо-западного разлома в вангоуской серии может быть разлом, выявленный Н. Г. Мельниковым (1968), вдоль правого борта пади Тунзыгоу. Разлом круто наклонен ($70-80^\circ$) на северо-восток. Зона разлома шириной $500-800$ м характеризуется тем, что в ней интенсивно раздробленные породы, занимающие интервалы $10-15$ м, перемежаются с относительно слабо нарушенными. В первых частях кварцевые жилы мощностью до нескольких метров. На водораздельной гриве пади Тунзыгоу и р. Вангоу, в районе высоты с отметкой $383,0$ м, на протяжении 220 м вскрыто семь зон дробления мощностью от $1-2$ до $10,5$ м.

Северо-восточные продольные разрывы в вангоуской серии обычно ориентированы под острым углом к ЦР. Один из них выявлен на водораздельных гривках ручьев Бевтин и Кварцевый (бассейн Та-Синьгоу). Он представлен (по Н. Г. Мельникову) зоной шириной $24,5$ м в темно-серых и черных алевролитах, которые раздроблены в ней до мелкого щебня, а местами перетерты и превращены в желто-бурый суглинок. В центральной части зоны находится кварцевая жила, ширина выхода которой достигает 19 м. Кварц молочно-белый, трещиноватый, с включением мелких остроугольных обломков черных алевролитов. У контактов с обеих сторон в интервале $2,5$ м кварц перетерт в порошок. Поверхность разрыва падает на юго-восток под углом $70-85^\circ$. Она субпараллельна контакту вангоуской серии с гранитами, проходящему в $1,5$ км северо-западнее. О большой роли северо-восточных разрывов в размещении гранитных интрузий будет сказано ниже.

Важно отметить, что пород, которые могли бы считаться сходными с вангоуской серией, в Восточном блоке нет.

Комплекс габброидов (необходимо подчеркнуть условность выделе-

ния комплекса в некоторых случаях, так как в него местами включены породы, по-видимому, и не интрузивные, а вулканогенные и даже осадочные, сильно метаморфизованные) широко распространен в Западном блоке, но нигде не приближается к линии ЦР, находясь от нее в 9—12 км. Он представлен преимущественно габбро-амфиболитами и амфиболитизированными габбро, переходящими в диориты, местами в граниты (эти граниты, часто аляскитовые, образуют в ряде случаев самостоятельные массивы), или, напротив, в более основные породы — до ультраосновных, обычно серпентинизированных. Это темно-зеленые или зеленовато-серые породы, с полосчатой, иногда массивной, местами гнейсовидной текстурой, которые можно определить как огнейсованное лейкократовое габбро, катаклазированное хлоритизированное сосюритизированное и пренизитизированное габбро, огнейсованный сосюритизированный габбро-амфиболит, габбро-норит, габбро-перидотит, оливковое габбро, горнблендит, анартозит, плагиоклазовые — дунит, верлит, пироксенит.

Метаморфизм комплекса обусловлен одновременными деформациями, контактовым воздействием меловых гранитов и, по-видимому, в значительной степени совокупностью процессов автометаморфизма, динамометаморфизма и контактового метаморфизма с калиевым метасоматозом, связанным с кислыми гранитными дифференциатами, получившими значительное развитие в конце этого магматического цикла. Мигматиты обязаны своим происхождением, очевидно, также этим гранитам.

Взаимоотношение габброидов с вангоуской серией не выяснено. В рассматриваемом районе они разделены гранитным массивом, а в соседних районах контакты либо тектонические, либо трактуются противоречиво. Не исключено, что первые порции габброидов являются по времени близкими вулканическим образованиям вангоуской серии. По представлениям В. С. Шкодзинского и М. И. Дедова (1964), улахинская серия (карбон — пермь?) лежит на габброидах, имея с ними седиментационный контакт. Это, по их мнению, подтверждается более высокой степенью метаморфизма комплекса габброидов, по сравнению с метаморфизмом улахинской серии. Но в этом районе толща, отнесенная к улахинской серии, не имеет палеонтологического обоснования. Более того, сделанные нами наблюдения в правом борту долины М. Муладзы у ее слияния с Муладзой оставили другое впечатление — активного контакта габбро. Породы улахинской (?) серии на контакте интенсивно метаморфизованы. Не исключено вместе с тем, что в некоторых случаях (может быть, и в этом) к контактовой зоне осадочных пород с комплексом габброидов приурочены интрузивные тела сходного с ними состава, но более молодого возраста (включая верхнемеловые), как это наблюдалось и на контакте больших древних гранитных массивов с осадочными комплексами в юго-западном Приморье (Иванов, 1967). Возможно наличие протрузий (механически внедрившихся масс), особенно серпентинитов.

Верхнепермские отложения несомненно лежат на поверхности разрыва комплекса габброидов.

В общем представляется наиболее вероятным, что комплекс габброидов состоит из одновременных образований — от среднепалеозойских (может быть, и древнее) до пермских и приурочен к определенной зоне — глубокому (глубинному) разлому, по которому основная и ультраосновная магма проникала к поверхности и позднее — в мезозое, а возможно и в кайнозое. Не исключено предположение и о метасоматическом происхождении главных масс габбро-амфиболитов и амфиболитов за счет переработки древних эффузивов основного состава, может быть синхронных нижним слоям вангоуской серии или даже служивших ей основанием на дне бассейна с корой океанического или субокеанического типа.

Цифры абсолютного возраста габброидов, полученные калий-арго-

новым методом, весьма противоречивы. Так, для одинаковых пород имеются определения от 90—100 млн. лет до 300—360 млн. лет, хотя по геологическим данным они разновозрастны. Возраст гранатового амфиболита, находящегося в виде ксенолита среди интрузивных пород, оказался равным 622 млн. лет (Мишкин и др., 1970), но считать этот амфиболит относящимся к габбронидному комплексу оснований нет. Весьма возможно, что этот разброс цифр связан в одних случаях с омоложением, а в других — с удревнением, обязанными калиевому и натриевому метасоматозу или другим процессам.

В Восточном блоке нет пород, имеющих даже небольшое сходство с породами комплекса габброндов.

Породы улахинской (?) серии распространены незначительно и в данном районе к ЦР нигде не примыкают. Они представлены характерными коричневыми и зелеными спилитами, кремнями, сланцами и встречающимися реже мелкозернистыми полимиктовыми песчаниками. В породах часто встречаются структуры будинажа, особенно в пачках переслаивающихся глинистых сланцев, кремней и песчаников. Слои смяты в крутые сжатые складки обычного северо-восточного простирания. Контакты с габброндами в большинстве случаев тектонические, а наблюдавшийся по р. М. Муладза, как уже говорилось, трактуется неоднозначно. В кремнях определены радиолярии, указывающие лишь на то, что они не древнее позднепалеозойских. Эти породы имеют большое сходство со спилитово-кремнистыми породами, распространенными широко, но на незначительных площадях в Восточном блоке (рис. 2 и 3).

Чандалазская верхнепермская свита распространена более широко. Взаимоотношение ее с улахинской (?) серией в данном районе не установлено. Многочисленные находки фауны подтверждают правильность ее определения. Она сложена терригенными и карбонатными отложениями. Известняки составляют то отдельные линзы и слои, то мощные массивы, слагающие возвышенности. Свита очень характерна, и ее отсутствие в Восточном блоке несомненно.

В верховьях ручьев Башуровского и Ченгауз, в 4 км к северо-западу от ЦР, занимаая водораздел между указанными ручьями и р. М. Муладза, распространена своеобразная толща. Она преимущественно сложена валунно-галечниковыми, иногда глыбовыми конгломератами с очень плохой сортировкой обломочного материала. Окатанность галек различна — мелкая галька окатана хорошо, крупная — угловато окатана или угловатая. Состав гальки главным образом из амфиболитов, измененных габбро, катаклазированных гранитов, редко из роговика и кварца. Цемент представлен полимиктовым, иногда гравелистым песчаником. В базальном слое конгломератов в составе галек находятся алевролиты типа известных из вангуской серии. Местами в цементе содержится почти исключительно материал разрушенных габброндов. Мощности толщи оценивается в 300 м. Залегает она полого, но детали строения не выяснены. Сходных образований в Восточном блоке нет. Возможно, описанные конгломераты представляют одну из самых ранних толщ серии грубообломочных приразломных отложений.

Широкое распространение в северной части Западного блока имеют вулканические образования, непосредственно примыкающие к ЦР и обрешенные им на протяжении более 15 км. Это обычные для верхнемеловых кварцевые порфиры, туфы, игнимбриты. Пространственно и генетически с ними тесно связаны и не всегда легко отличимы гранит-порфиры, образующие довольно крупные массивы. Эти — коагматические эффузивам — интрузии местами имеют с ними секущий контакт, а местами, по данным Ю. Д. Захарова (1962), перекрыты покровами кварцевых порфиров и туфов.

На всем рассматриваемом отрезке ЦР Восточный блок сложен одно-

образным, преимущественно терригенным комплексом осадочных отложений, в основном, очевидно, мезозойского возраста. Интрузивные и вулканические породы широко распространены лишь в южной части блока.

Осадочные отложения представлены песчаниково-алевролитовыми флишоидными образованиями с линзами и слоями кремней, спилитов и известняков. Местами кремни и спилиты, обычно совместно распространенные, приобретают большое значение. На карте (рис. 2) хорошо видно, что эти породы в таких случаях иногда образуют выходы неправильной формы с извилистыми очертаниями, не согласующиеся или плохо согласующиеся с общей складчатой структурой. Природа таких форм не выяснена. Возможно, это что-то близкое к диапироидным ядрам, возникшим в результате большей подвижности кремнисто-спилитовых масс. Не исключается и предположение о наличии спилито-кремнистых клипенов более древних пород, попавших в терригенную формацию при ее накоплении. Ритмы во флишоидной толще начинаются слоями грубозернистых песчаников, на почве которых встречаются очень рельефные фигуры в виде цилиндрических, иногда ветвящихся тел, гиероглифы, неровности и т. п. Мощность слоев разнообразна и не выдерживается от ритма к ритму. Обычно слои имеют мощность от нескольких сантиметров до одного-двух метров. В разрезе преобладают то песчаники, то песчанистые алевролиты. Чистых алевролитов мало, и они находятся лишь в тонких прослоях, а иногда только в примазках.

В известняках из флишоидной толщи в окрестностях села Кишиневки, нами найдены карнийские кораллы — *Conophyllia aff. boletiformis* Münster (определение Т. Г. Ильиной). Из кремнистых и кремнисто-глинистых сланцев описаны радиолярии, по мнению палеонтологов относящиеся к мезозойским формам.

Своеобразные песчаники с характерными угловатыми кусочками алевролитов в составе обломочного материала (иногда со слоями и линзами кремней), в которых в нескольких местах были найдены плохо сохранившиеся (неопределимые) отпечатки аммонитов и тригоний, возможно относятся к юре. Маловероятно, но не исключено, что некоторые толщи со значительным участием в их сложении кремней и спилитов окажутся верхнепалеозойскими, а часть песчаников и алевролитов — нижнемеловыми.

Осадочные отложения сложно дислоцированы. Замеры элементов залегания, нанесенные на карту (рис. 2), показывают господствующее простирание и наиболее часто встречающиеся углы наклона слоев, но они не отражают всей сложности строения. Обычны тесно сжатые узкие складки, нередко дисгармоничные. Дисгармоничные складки особенно характерны для тех частей разреза, где флишоидные пачки с тонким переслаиванием песчаников и алевролитов чередуются со слоями массивных песчаников или с кремнями и спилитами. Здесь же наблюдается и наибольшее развитие структур будинажа, вообще широко распространенных.

Если в Западном блоке складчатые структуры вангоуской серии под влиянием ЦР образовали довольно простой изгиб, то структуры осадочных отложений Восточного блока претерпели более сложные изменения под влиянием сдвига. Во многих местах влияние левого сдвига сказалось также в плавном закономерном изменении простираний — от обычных северо-восточных на северо-северо-восточные и близкие к меридиональным по мере приближения к ЦР — так что изгибы оказались выпуклыми на север, а не на юг, как в Западном блоке. В ряде же случаев структуры как бы сгружены, смещены с юга на север — оси складок искривлены, а простирание их близко к меридиональному; отдельные горизонты оказываются сильно изогнутыми, а простирание слоев местами становится

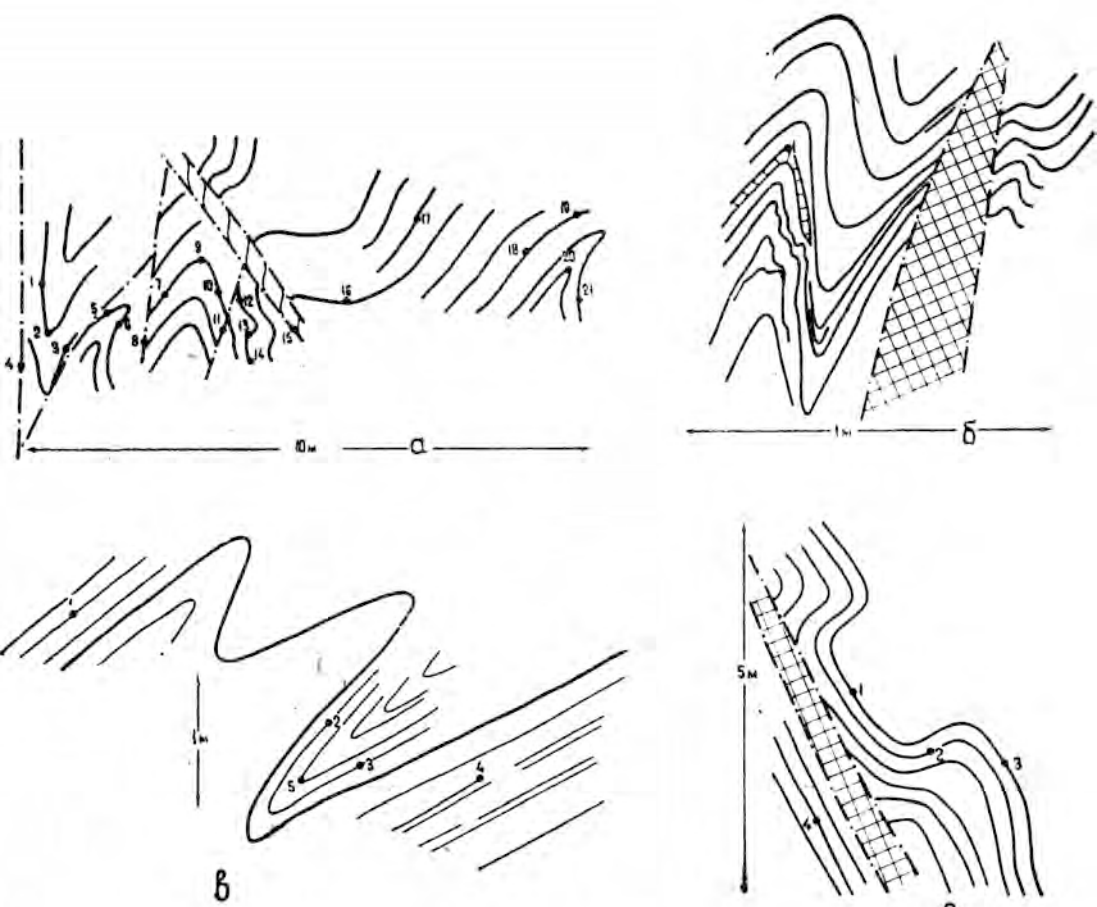


Рис. 5. Сложные мелкие складки в терригенной толще Восточного блока, а — обнажение на южном склоне г. Календарь, азимуты и углы падений: 1—280, 65; 2—220, 45; 3—125, 70; 4—295, 83; 5—175, 50; 6—265, 50; 7—140, 85; 8—80, 75; 9—190, 50; 10—250, 60; 11—100, 85; 12—250; 13—100, 70; 14—250, 75; 15—250, 45; 16—170, 60; 17—120, 70. б — обнажение в правом борту долины р. Талингоу, 1 — азимут наклона шарнира 255°, угол 15°, в — левый борт долины безымянного ручья, впадающего справа в р. Судзухе выше села Беневского, между ручьями Еломовским и Чашевитым, азимуты и углы падений: 1—230, 70; 2—315, 75; 3—250, 15; 4—225, 30; 5—230, 40 (погружение шарнира). г — обнажение в правом борту долины ручья Дикого, одного из составляющих р. Эльдагоу (басс. Судзухе), азимуты и углы падений: 1—80, 70; 2—260, 35; 3—80, 85; 4—75, 80

даже северо-западным. Складки нередко опрокинуты на северо-запад (рис. 3). Отмечены группы опрокинутых в этом направлении изоклиналильных складок с погружением их шарниров на северо-восток. Мелкие сложные складки Восточного блока изображены на приложенных рисунках (рис. 5).

Дайки имеют совершенно иную ориентировку, чем в Западном блоке (рис. 6 и 7), указывающую на различие локальных полей напряжения в приразломной части блоков.

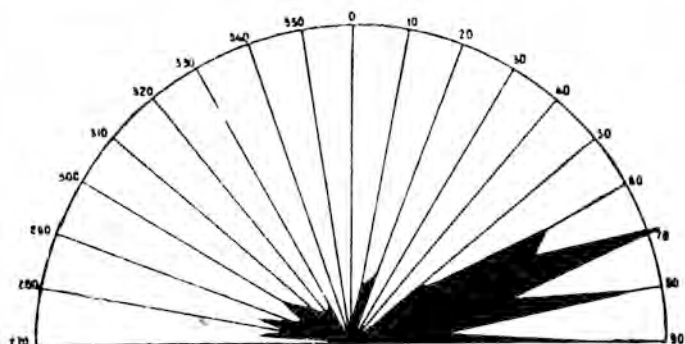


Рис. 6. Роза простираания даек среднего состава (в пересчете на их длину) района Сухого Ключа. Составлена по материалам В. М. Томилова

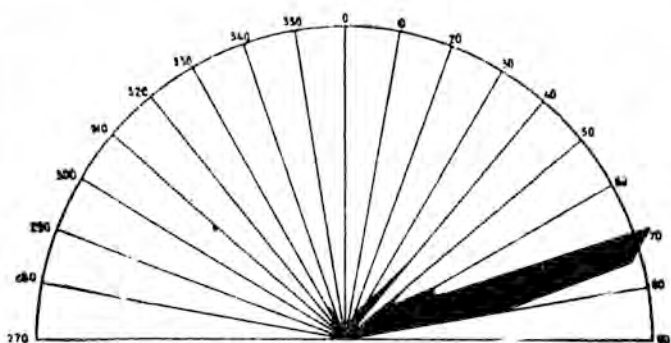


Рис. 7. Роза простираания даек кислых пород (в пересчете на их длину) района Сухого Ключа. Составлена по материалам В. М. Томилова

Характерно увеличение количества и мощностей зон разрывов и дробления пород при приближении к линии ЦР. Одна из таких мощных зон обнажена в небольших береговых обрывах к морю восточнее поселка Судзухе. Разрыв, ограничивающий эту зону с востока, проходит в плейчатых сланцах и наклонен под углом 80° по азимуту 310° . Здесь в дробленых породах зажат небольшой (около 1 м в поперечнике) блок в виде суживающегося книзу клина. Далее в брекчированных сланцах находится тектонически ограниченный блок из гранитов (1,5 м), сменяющийся еще далее к западу брекчией. Брекция состоит из различного размера кусков плейчатых и уже брекчированных сланцев и катаклазированных биотитовых гранитов. Размер отдельных кусков от мельчайших до 50×55 см. Брекция по поверхности разрыва, падающей под азимутом 310° и углом 75° , контактирует с биотитовым гранитом, сильно рассланцеванным, местами имеющим вид настоящего сланца. Граниты обнажены на расстоянии 30 м и снова по тектоническому разрыву с брекчиями

контрактируют со сланцами. Брекчия по типу близка к описанной выше. Мощность ее полностью не видна, но по осыпям можно оценить в 5—6 м. По сланцеватости (азимут падения 310° , угол 65°) наблюдаются притертые поверхности с горизонтальными штрихами. Контакт ориентирован близко к сланцеватости. Местами видны хорошо притертые поверхности разрывов другой ориентировки; так, наиболее отчетливая поверхность имеет азимут падения 260° и угол 50° . По отдельным разрушенным выходам можно предположить, что разрывная зона имеет еще большую ширину.

Сложные системы мелких разрывов, преимущественно сдвигового типа, видны во многих обнажениях. Так, например, в правом борту долины р. Эльдагоу в коренном обнажении слюдястых алевролитов замечены следующие разрывы: 1 — простирание $0-10^\circ$ (субпараллельное ЦР), вертикальный, штрихи горизонтальные, левый сдвиг; 2 — простирание 300° , вертикальный, штрихи горизонтальные; 3 — простирание $270-280^\circ$, падение крутое на юг, штрихи горизонтальные, правый сдвиг; 4 — простирание 340° , плоскость вертикальна; 5 — простирание широтное, падение на юг 85° , штрихи наклонены от линии простирания под углом 20° к востоку.

Эффузивы кислого состава, игнимбриты и туфы, распространенные в южной части Восточного блока, представлены типичными для ольгинского комплекса или приморской свиты породами, в общем сходными с отмеченными уже для северной части Западного блока. Они довольно полого (во всяком случае в виде покрова) лежат на осадочных отложениях, взаимоотношение же их с гранитами сложно, о чем будет сказано ниже.

Позднемеловые и частью возможно раннетретичные интрузивные породы, главным образом гранитоидные, образуют многочисленные средней величины и мелкие массивы в обоих блоках, находясь местами и внутри самой зоны ЦР. Выделяется три главных самостоятельных массива — Беневский, располагающийся в Западном блоке и лишь незначительно проникающий в зону разлома; Успенский, главным образом занимающий юг Западного блока, хотя сходные граниты в виде небольших тел известны и в Восточном блоке; Судзухинский, находящийся на юге Восточного блока. Эти массивы сложены каждый своеобразным набором гранитоидных пород, которые встречаются и в других местах, образуя небольшие изолированные массивы.

Установлено, что все эти граниты являются рвущими по отношению к осадочным породам. В отношении же вулканических пород данные противоречивы (о непосредственно связанных с эффузивами экстразивных образованиях мы уже говорили). Так, В. А. Исполинов (1961) считал, что все граниты левобережья нижнего течения р. Судзухе моложе распространенных здесь эффузивов. Им указано, что граниты типа Успенского массива (то есть наиболее ранние из известных здесь) секут кислые эффузивы ольгинской серии на водоразделе пади Соколовка и Кирпичного Ключа. В эндоконтакте наблюдается переход роговообманковых резко порфиридных гранитов в гранит-порфиры. Липаритовые порфиры ольгинской серии переходят на контакте в светло-серые роговики. В верховьях пади Звездочка им также наблюдаются активный контакт серых порфиридных гранитов с липаритовыми порфирами. Граниты к контакту изменяются от резко порфиридных крупнозернистых до гранит-порфиров с мелкозернистой или скрытокристаллической основной массой. Липаритовые порфиры на контакте ороговикованы и осветлены. Кроме того, Исполиновым отмечено, что в липаритовых порфирах часто встречаются мелкие ксенолиты осадочных пород, но гранитов не было. С другой стороны, Ф. К. Шипулиным (1957) установлено, что успенские граниты перекрыты туфами кварцевых порфиров.

Н. Г. Мельников также считает на основании сделанных наблюдений, что кислые эффузивы этого же района лежат на поверхности размыва успенских гранитов на горе Киевка, расположенной в нескольких километрах к северо-востоку от села того же названия. М. И. Дедов (1964) в верховьях ключа Ченгауз, в нескольких километрах к западу от села Беневого, показывает кислые эффузивы лежащими на гранитах Беневого массива. Им же указано, что в эффузивах находятся куски (мелкие ксенолиты) бенево-ских гранитов и что граниты пересечены дайками кварцевых порфиров, сходных с порфирами, известными из покровов. На наличие гранитных ксенолитов (из Беневого массива) в эффузивах, распространенных севернее села Беневого, указывал и Ю. Д. Захаров (1962).

Выяснено, что каждый из массивов сложен различными по составу, структуре и возрасту фациями и фазами. Для Успенского массива характерны серые биотитовые и биотитово-роговообманковые порфири-видные и резко порфири-видные граниты, но встречаются гранодиориты и разнообразные диориты. В Бенево-ском массиве различается не менее трех разновозрастных интрузий (фаз). Это наиболее ранние легматоидные граниты, затем биотитовые и биотитово-роговообманковые, иногда субщелочные граниты и явно гипабиссальные биотитовые аляски-товые граниты с характерным округлым (оплавленным) кварцем. В Судзухинском массиве наибольшее значение имеют розовато-серые биотитовые лейкократовые граниты, в некоторых разновидностях близкие к последней фазе бенево-ских гранитов.

Длительность и многофазность плутонической деятельности, по-видимому, относительно правильно отражается в цифрах, полученных при определении возраста калий-аргоновым методом (возможные ошибки, конечно, необходимо иметь в виду). Так, по Успенскому массиву (по данным Н. Г. Мельникова) получены результаты от 49 до 86 млн. лет* (в среднем по 12 пробам — 67,9 млн. лет); по Бенево-скому — от 44 до 70,5 (в среднем 59,4 млн.) лет; по Судзухинскому — от 43 до 61 (в среднем 53,7 млн.) лет. Интересно, что последние порции почти во всех массивах одновременны, а первые различны, то есть выявляется различие во времени возникновения очагов магмообразования. В ряде мест наблюдались контакты между различными гранитами. Наиболее ранними, по непосредственным взаимоотношениям, оказываются успенские (порфири-видные), а наиболее поздними — судзухинские и типа гипабиссальные бенево-ских. Все большие гранитные массивы, попадая в зону ЦР, в общем резко ограничены им, но ряд небольших, судя по контактам наиболее молодых, гранитных тел образует цепочку северо-восточного простирания, пересекающую ЦР не смещаясь (рис. 2).

В Восточном блоке прослеживаются в северо-восточном направлении изометричные и вытянутые в том же направлении небольшие иногда сложные массивы и дайки диоритовых порфиритов, образующих ряд или цепочку тел, в общем составляющих узкую зону, субсогласную с простиранием осадочных отложений (хотя в отдельных случаях эти тела субсогласны с простиранием ЦР). Они прорывают здесь все осадочные отложения, а с эффузивными покровами не имеют контактов. Очень небольшие массивы сходных пород обнаружены и недалеко к западу от линии ЦР.

ЦР в той или иной степени сказался на всех гранитах, попавших в его зону. По линии ЦР или вблизи нее всегда видны милонитизация, катаклаз, рассланцевание, дробление и т. п. Но по сравнению с другими

* Эти результаты получены лабораторией Приморского геологического управления. Ранее сделанные анализы из успенских гранитов лабораторией ВСЕГЕИ дали цифры 105 и 130 млн. лет.

разновидностями меньше изменены граниты Судзухинского типа и особенно гипабиссальные, с округлыми зернами кварца, имеющие свежий облик даже непосредственно у главной линии ЦР. С несомненностью установлено, что сходные граниты могут быть в одном случае срезаны ЦР, в другом — пересекать его и снова быть катаклазированными и раздробленными последующими движениями по разлому. Даже массивы как бы «залечивающие» ЦР и имеющие с вмещающими породами эруптивные контакты несут следы вторичных изменений. Это хорошо видно на гранитах, находящихся в зоне ЦР южнее Сухого Ключа.

На карте (рис. 2) показано, во многом условно и схематично, всего две группы гранитов. Одна, по нашим представлениям, в главной массе синхронна значительным горизонтальным движениям по ЦР, а другая образована в конце жизни разлома. Более дробное деление при существующей степени изученности было бы необоснованным.

Формы гранитных массивов говорят о большом значении при их размещении разрывов северо-восточного простирания, но вместе с тем указывают и на субсогласное их размещение с простиранием складчатых структур. Наиболее отчетливо это выражено для Бневского массива, удлиненного по азимуту в среднем 45° и до некоторой степени следующего за изгибом структурной дуги Бангоуской серии (см. выше), и для цепочки тел поздних гранитов, проникших по северо-западному тектоническому контакту Успенского массива. Разрывы, по которым проникли граниты, были долгоживущими и неоднократно обновлялись, по ним поступали новые порции магмы, дробились и катаклазировались ранее сформировавшиеся массивы. Такого типа разлом указан Н. Г. Мельниковым (1968) на водоразделе ручья Котикова и пади Маркиняна. Он имеет северо-восточное простирание и проявлен зоной 300—500 м ширины интенсивного дробления и милонитизации гранитов и роговиков.

На описываемом отрезке главная линия ЦР проявлена исключительно отчетливо. Ее легко заметить на аэрофотоснимках (рис. 8, 9) и на топографических картах. Разлом наблюдался непосредственно в обнажениях, пересечен канавами и хорошо документируется некоторыми геофизическими методами.

С запада зона разлома очень четко отделяется главной линией, на востоке же она, сопровождаясь субпараллельными, но менее выдержанными по простиранию и косыми разрывами, не имеет строгого ограничения. Таким образом, представляется, что более или менее монолитный Западный блок примыкает к интенсивно раздробленному, особенно на самом краю, Восточному блоку. Хорошо видно, что главная линия ЦР строго ограничивает распространение пород характерных для того или другого блока, а граниты, в основном распространенные в одном блоке, местами пересекают ее.

Зона разлома впервые была обнаружена нами в 1961 г. в левом борту долины руч. Ко-Че-Говза. Здесь в прижмие русла реки находился небольшой выход развальцованных милонитизированных пород, представленных темно-серой, почти черной, легко разрушающейся глинистой массой, разбитой бесчисленными трещинами со следами скольжения на поверхностях и включенными в нее кусками. Куски чаще всего состоят из кварцита или кремня, имеют сглаженные поверхности, эллиптическую, шаровую, реже неправильную форму, обвальцованы глинистым материалом. Они иногда ориентированы длинной стороной в одном направлении (согласно с расланцеванием), но местами как бы беспорядочно сгужены. Размеры кусков различны. Встречаются очень мелкие и крупные — до 10—15 см по длинной оси. Иногда они галькоподобны, и породу можно принять за своеобразный конгломерат. В этом районе канавами (Н. Г. Мельников, 1968) в месте предполагаемого положения главной линии разлома вскрыта трещина, выполненная вязкой тектони-



Рис. 8. Аэрофотоснимок зоны ЦР. Р. Судзухе, район р. Эльдагоу — Родиновский Ключ. Хорошо видна сама зона, к которой приурочена долина р. Судзухе, и резкое различие типа рельефа Западного и Восточного блоков

ческой глиной. Глина голубовато-синяя и синевато-черная. В ней находятся галькоподобные округлые куски глинистых сланцев, песчаников, белого кварца размером до 2—3 см в поперечнике. Восточнее этой линии в пределах Восточного блока выявлена зона раздробленных и брекчированных пород шириной более 400 м. На этом интервале вскрыто 15—18 трещин шириной до 8 м, выполненных перетертыми милонитизированными и ожелезненными породами. Зона нарушения к западу от главной линии здесь не шире 60 м, в ее пределах видны брекчированные породы, а непосредственно у главной линии разлома найдены обломки раздробленного кварца.

В 1966 г. зона разлома была обнаружена нами на гривке выдающегося мыса левого борта долины р. Судзухе, выше руч. Сухой Ключ; по резкой смене здесь слагающих Западный и Восточный блоки формаций и по наличию разнообразных тектонических брекчий и кварцевых жил: Через зону шириной 460 м пройдена канава (Мельников, 1968). Песчаники и кремнистые сланцы по всей зоне разбиты на куски размером до



Рис. 9. Аэрофотоснимок ЦР Бассейн р. Судзухе, к западу от села Кишиневка. По ЦР видна граница относительно темного и светлого полей в левой половине снимка

10 см в поперечнике, глинистые сланцы и алевролиты превращены в щебенку с размером обломков до 1—2 см. Через каждые 2—3 м, примерно на таком же интервале, породы перетерты до вязкой тектонической глины или превращены в брекчию. Брекчи состоят из мелких угловатых обломков кремнистых пород, песчаников, алевролитов и глинистых сланцев, сцементированных тонкоперетертым материалом из этих же пород. Относительно сильнее раздробленные участки обычно не имеют четких границ. Значительная нарушенность и дробленость пород наблюдается восточнее зоны, в интервале еще не менее чем 1,5 км. К западу же от главной линии разлома зона дробления практически отсутствует (или очень неширока), так как почти сразу за ней встречены характерные сланцы вангоуской серии, по степени нарушенности не отличимые от обнаруженных значительно западнее, в обнажениях бортов долин ручьев Родиновский Ключ и Власовский Ключ.

Зона ЦР в этом месте отчетливо фиксируется дипольным профили-

рованием (В. М. Томилов, 1968). По профилю № 18 зона разлома отбивается значениями кажущегося сопротивления пород от 80 до 270—300 ом/м, на протяжении 1150 м, в то время как за пределами зоны кажущееся сопротивление пород резко возрастает до 2700 ом/м. В 1400 м севернее профиля № 18 пройден профиль № 4. По этому профилю пониженные (60—400 ом/м) кажущиеся сопротивления пород распространены в полосе шириной около 1800 м, главная же линия ЦР выявляется в виде узкого участка (шириной всего 150—300 м) значениями всего от 60 до 80 ом/м (рис. 10).

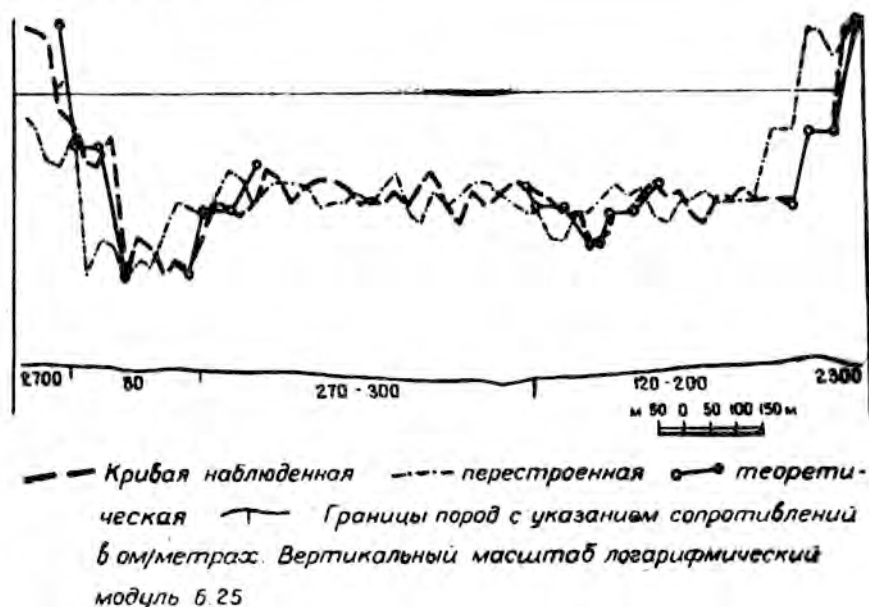


Рис. 10. Профиль № 4 дипольного профилирования через зону ЦР

Говоря о геофизических методах выявления зон разломов, следует указать, что магнитометрией и естественным электрическим полем зона ЦР в данном районе или отмечается нечетко, или совсем не улавливается. Интересные данные, хотя и очень небольшого объема и предварительного характера, имеются по эманационной съемке. Так, в верховьях руч. Дудковского была проведена эманационная съемка (В. Д. Мокрий, В. А. Максимовский, 1961), в результате которой оказалось, что к главной линии ЦР приурочена большая часть эманационных аномалий по профилям, пройденным вкрест ее простирания. Эти данные послужили основанием для несколько иного представления о положении ЦР, чем то, которое было принято Ю. Д. Захаровым и В. Д. Мокрием. Проведенная нами по данным эманационной съемки главная линия ЦР оказалась точно совпадающей с линией разлома, отчетливо видимой на аэрофотоснимке (рис. 9, 11).

При дальнейшем изучении разломных зон следовало бы учесть эти данные, а также опыт проведения гравиметрических работ в зоне известного Сан-Андреасского сдвига (S. N. Domenico, 1967). Корректировка гравитационных значений показала незначительный, но постоянный минимум, ассоциирующийся с зоной разлома, который, по-видимому, относится к разрушенным массам пород, имеющим меньшую плотность. Существование минимума показывает, что большие зоны разломов могут быть прослежены в местах, где поверхностное их выражение мало за-

метно, путем профилирования вкрест простирания линии их предполагаемого положения.

На левобережье р. Судзухе, субпараллельно, ее долине, от устья р. Вангоу до Киевки, по ЦР граничат — с запада граниты Успенского массива, а с востока осадочные отложения, прорванные гранитами Судзухинского массива. Главная линия разлома прямолинейна и хорошо выражена морфологически седловинами в рельефе, по которым проложена дорога. Коренных обнажений нет, но на перевалах (особенно севернее пади Маслобойная) видны характерные глины светло-серого цвета. Неглубокой канавой (Мельников, 1968) вскрыта зона, в которой на расстоянии 132 м выделяются следующих три интервала (с запада на восток): 0,0—17,2 м — катаклазированные резко порфирированные (успенские) граниты и прорывающие их жилы и дайки; 17,2—66,4 м — раздробленные каолинизированные граниты и кварцевые порфиры с ксенолитами песчаников и глинистых сланцев, породы раздроблены до мелких обломков (0,2—1,0 см)

и дресвы, кое-где видны небольшие зоны перетертых пород; 66,4—132,0 м — перемежающиеся между собой глины и суглинки. Суглинки желто-бурые с включением мелких угловатых обломков песчаников, с гнездами синих вязких глин. На отдельных участках в этих суглинках обломки песчаников составляют не менее 50% объема. Глины синие, синевато-серые вязкие, содержат обломки и мелкий щебень из песчаников. Прослой суглинков и глин наклонены на запад (250—260°) под углом 30—40°. Зона, возможно, занимает большую ширину, так как небольшие разрозненные выходы глин и суглинков видны и восточнее на расстоянии еще 150—200 м.

ХАНДАГОУ-ЯНМУТЬХОУЗСКИЙ ОТРЕЗОК (35 км)

Этот небольшой отрезок, расположенный севернее Судзухинского, отличается своеобразием и, к сожалению, меньшей изученностью. Характерными чертами его являются двойной изгиб линии разлома, размещение гранитов непосредственно в его зоне и относительно меньшая контрастность Западного и Восточного блоков.

Линия разлома вначале имеет такое же простирание, как и на север предыдущего отрезка — 24°, а сразу за долиной р. Вангоу довольно резко меняет простирание и уже ориентирована по азимуту 42°. На некотором расстоянии это простирание сохраняется, а затем менее резко, чем на юге, сменяется обычным для ЦР простиранием в 22°.

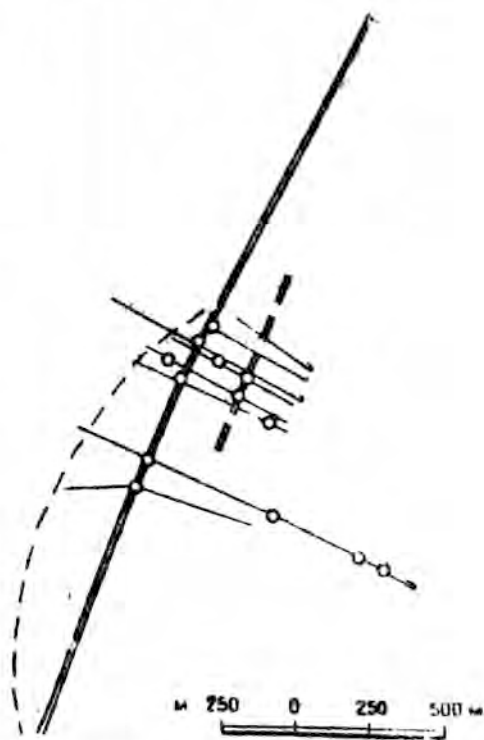


Рис. 11. Участок эманационной съемки верховьев руч. Дудковского (по В. Д. Мокрию, 1961). Линиями показаны профили, а кружками аномалии. Пунктиром показана граница осадочных и эффузивных пород, принявшаяся ранее за разрыв. Сплошной двойной линией показано истинное положение главной линии ЦР; пунктиром — дополнительный разрыв

Западный блок в части, непосредственно примыкающей к линии разлома, сложен породами улахинской серии и прорывающими их гранитами. Улахинская серия представлена обычным для нее набором пород, больше всего отвечающим так называемой самаркинской свите. Это глинистые сланцы, редко песчаники, кремнисто-глинистые сланцы, кремни, порфириты, линзы и, весьма вероятно, клиппены известняков, в которых находятся верхнепалеозойские фораминиферы. В данном районе линзы известняков прослеживаются в узкой полосе северо-восточного простирания, граничащей на севере с линией ЦР. Улахинская серия интенсивно смята и нарушена разрывами; детали ее строения не выяснены.

В Восточном блоке, хотя там ни одну из свит нельзя признать принадлежащей улахинской серии, все же необходимо отметить наличие кремней, сходных с распространенными в Западном блоке. В южной части Восточного блока распространены осадочные отложения, аналогичные тем, какие были описаны в предыдущем отрезке. Это нередко флишиодно пересланяющиеся алевролиты и песчаники. В отличие от терригенных слоев Западного блока здесь характерны слоистые, иногда четко- и тонкослонистые породы. На поверхностях слоистости видны гнeроглифы и следы деятельности илоедов. Отмечается местами большое распространение кремней, образующих значительные «массивы» (например, в устье Герасимова Ключа), однако быстро выклинивающихся по простиранию. Севернее установлены нижнемеловые, в том числе валанжинские (охарактеризованные находками ауцелл) отложения, но они на юге не выделены из общего комплекса осадочных пород. Вся толща осадочных отложений смята в узкие линейные складки северо-восточного простирания с общим погружением складчатых структур на северо-восток.

Сама зона ЦР, как уже говорилось, занята гранитами. Это узкая полоса гранитов — от 150 до 1800 м прослежена почти по всему отрезку. Среди этих гранитов твердо выявлено две фазы (на самом деле их, наверно, больше). К ранней фазе относятся биотитово-роговообманковые обычно сильно катаклазированные эпидотизированные, иногда альбитизированные граниты то с большим, то с меньшим количеством темноцветных минералов. Поздняя фаза представлена лейкократовыми порфиризовидными гранитами с округлыми (оплавленными) иногда крупными кристаллами серого кварца. В этих гранитах также наблюдаются зоны дробления и катаклаза, но более локализованные. Положение и форма гранитного массива позволяют предположить, что граниты проникли и застыли в зоне ЦР, а многофазность, катаклаз и дробление указывают на неоднократное оживление разлома и возобновление магматической деятельности.

Тот факт, что гранитами занята зона разлома в месте ее изгиба с отклонением к востоку, противоречит представлению о левом сдвиге по нему, так как при таком движении блоков они здесь должны быть наиболее сильно сжаты. Этого противоречия может не быть, если считать, что проникновение гранитной магмы к поверхности происходило в моменты ослабления давления или даже снятия упругого сжатия. Однако наблюдающееся положение и форму гранитного массива можно объяснить и по-другому, особенно учитывая его сильную раздробленность, катаклаз и милонитизацию. Изгиб ЦР в этом месте, возможно, возник не до внедрения гранитов, а после, в связи с дальнейшим его развитием. Форма интрузии в виде вытянутого тела может быть обусловлена тем, что при рассечении разломом большого массива был отрезан лишь узкий край этого массива. Отрицать все же внедрение поздних фаз гранитов именно в зону ЦР, очевидно, нельзя.

Зона ЦР сопровождается с востока и запада субпараллельными, реже косыми и поперечными разрывами, иногда проявленными в релье-

фе более выразительно, чем главная линия. Так, особенно отчетлив разрыв, проходящий субпараллельно (44°) ЦР, в 1,5—2 км северо-западнее от него, по левому борту Санчагова Ключа, где он отделяет улахинскую серию от гранитов (рис. 12). Не исключена вероятность, что часть этих



Рис. 12. Аэрофотоснимок разлома Санчагова Ключа, отграничивающего граниты (СЗ часть снимка) от осадочных пород улахинской серии (ЮВ часть снимка)

разрывов относится к ранним эпохам деформаций, а ЦР в данном районе приспособился к их направлению, что, возможно, и обусловило здесь его искривление. Простираение $40-50^\circ$ близко совпадает с обычным простираением складчатых структур, а продольные разрывы первых фаз складчатости Сихотэ-Алиня характеризуются согласным направлением. Но, возможно, изгиб ЦР в этом месте объясняется другой причиной. Есть основание предполагать (см. ниже), что часть Западного блока по Меридиональному разлому была сдвинута к югу уже после того, как был сформирован ЦР. Давление, вызванное этим смещением Западного блока, и могло изогнуть ЦР.

По имеющимся данным, создается представление, что приразломная часть Западного блока не испытала сложных дифференцированных движений. Об этом говорит непрерывное распространение улахинской серии и закономерное — по одной линии — расположение линз известняков. Для Восточного блока наблюдений недостаточно, но в некоторых местах удалось увидеть очень сложные мелкие складки у зоны ЦР. Так, в правом борту долины Герасимова Ключа, примерно в 700 м к юго-востоку от ЦР (район высоты 359,3), в обнажении на вершине мыса видны сильно сжатые мелкие складки с крутонаклоненными шарнирами. Например, в одной антиклинали северное и южное крылья наклонены под одним азимутом — 190° и углом 65° , а шарнир падает по азимуту 245° и под углом 60° . Тут же видна синклиналь, южное крыло которой наклонено по азимуту 340° , под углом 65° , северное крыло — соответственно 185° и 70° , а шарнир — 270° и 50° .

По данным В. А. Исполниова (1963), зона ЦР на севере описываемого отрезка состоит из серии параллельных и субпараллельных разветвляющихся разрывов, проходящих в породах, характеризующихся интенсивным расщеплением и широким развитием структур будинажа. Четко выделяется главная линия ЦР, представленная полосой брекчированных, катаклазированных и перемятых пород шириной до 200—250 м. К разлому приурочен узкий гранитный массив, последующими движениями разорванный, катаклазированный, милонитизированный.

ЯНМУТЬХОУЗСКО-НОТТИНСКИЙ ОТРЕЗОК (около 150 км)

К этому отрезку отнесена часть ЦР, проходящая от долины р. Ян-Муть Хоуза до верховий р. Нотто (рис. 13 и 14). Главная линия разлома здесь прямая и ориентирована под азимутом от 19° до 25° .

Особенность этого отрезка заключается в том, что в Западном блоке ЦР почти на всем протяжении срезает сложную структуру Сандагоу-Окраннского синклинория, а в Восточном блоке непосредственно у ЦР находятся почти без исключения лишь меловые отложения Главного синклинория Сихотэ-Алиня. Геологическая контрастность блоков исключительно велика, но литологические различия в отдельных местах, там где разновозрастные толщи сложены песчаниково-алевролитовыми отложениями, менее заметны.

На картах изодинам дельта зет, составленных Г. Н. Кочановым и Б. Л. Столовым (1965—1967) для значительной площади бассейнов рек Ян-Муть-Хоузы, Сыдагоу и Фудзина, хорошо видно различие характера магнитных полей, находящихся к северо-западу и юго-востоку от ЦР, причем, главная линия последнего является четкой границей этих разнородных полей.

Сказанное о геологической контрастности относится к поразломным формациям, испытавшим значительные горизонтальные смещения. В отличие от них послеразломные формации и формации, синхронные последним, главным образом вертикальным и незначительным горизонтальным, движениям по разлому, одинаковы для Западного и Восточного блоков и во многих местах прослежены непосредственно через предполагаемую линию ЦР.

Наиболее древними в Западном блоке (для части его, примыкающей к ЦР) считаются отложения улахинской серии, представленные алевролитами, сланцами, песчаниками (реже), кремнистыми породами (кремнями, кремнисто-глинистыми сланцами, яшмами, радиоляритами), порфиритами, спилитами, туфами, туффитами, известняками. Мощность серии определена весьма приблизительно в несколько тысяч метров. Общепризнанная стратиграфическая последовательность составляющих серию свит и их возраст (снизу: маляновская — S_1 (?), самаркинская —

С₂ — С₃, удековская — С₃, себучарская — Р₁) в последнее время, в связи с новыми данными, подверглись сомнению. Определение возраста этих свит было основано на находках каменноугольных и пермских фораминифер в известняках, залегающих в виде горизонтов, линз, рифоподобных образований, клипенов, глыб. Палеонтологические данные и принятая стратиграфическая последовательность свит нередко оказываются противоречивыми. Так, известны случаи, когда на одном стратиграфическом уровне находятся известняки с разновозрастными фораминиферами. В свитах, считающихся лежащими на разных стратиграфических уровнях, находится разновозрастная фауна. В свитах, относившихся к карбону, теперь обнаружены верхнепермские фораминиферы, как например, в самаркинской свите — рейхелины (сборы автора, определения А. П. Никитиной) в известняках Сандагоуского карьера, а также во многих других местах. Определение возраста радиоларий из кремнистых сланцев часто не согласуется с результатами, полученными по фораминиферам из известняков. Первые в ряде случаев были определены как мезозойские (бассейны рек Нотто, Сандагоу и др. районы). Уверенно говорить о карбоновом и даже нижнепермском возрасте можно, пожалуй, только в отношении самых известняковых тел, содержащих микрофауну этого возраста. Возможно, большая часть отложений, составляющих серию, относится к верхней перми. Среди них находятся и мезозойские отложения, известные лишь по единичным находкам фауны, значение которых в составе серии не определено.

На породах улахинской серии (или во всяком случае на большей части толщ, относимых к ней), по-видимому без значительного углового несогласия, лежит комплекс пород, характерный для Сандагоу-Украинского синклинория. Это следующие свиты, снизу.

Горизонт слюдяных песчаников. Так названа свита полимиктовых слюдяных песчаников и алевролитов, мощностью от одной до нескольких сот метров, согласно в структурном отношении подстилающая триасовые (найдена только верхнетриасовая фауна) отложения. По находкам остатков позднепермских животных (главное значение имеют фораминиферы) горизонт слюдяных песчаников относится к верхней части верхней перми. Однако не исключена вероятность того, что известняки, в которых содержится верхнепермская микрофауна, находятся в виде глыб и клипенов и, следовательно, вмещающие их отложения могут относиться к мезозою. Находки криноидей пентакринус в слюдяных песчаниках в какой-то мере подтверждают это.

Триас представлен толщей алевролитов и мелкозернистых песчаников мощностью в несколько сот (менее 1000) метров, в которой повсеместно находятся верхнетриасовые пеллециподы.

Выше без видимого перерыва и несогласия лежит свита мощностью примерно 1000 м, состоящая преимущественно из черных и темно-серых алевролитов с редкими слоями песчаников и спилитов. По имеющимся, лишь в нескольких местах найденным, отпечаткам раковин ее относят к нижней и частично к средней юре.

Еще выше и с не везде заметным несогласием залегает условно отнесенная к средней-верхней юре толща (погская свита) мощностью 500—700 м, представленная спилитами, субщелочными базальтоидами и их туфами, туфобрекчиями, песчаниками, алевролитами и редкими линзами и слоями известняков. Возможно, что именно средне-верхнеюрские терригенно-кремнисто-вулканогенные отложения распространены на самом деле шире, чем это показано на картах, так как еще не везде выделены из сходных с ними литологически верхнепалеозойских образований.

Сандагоу-Украинский синклинорий (рис. 13, 14) разбит рядом крупных и множеством мелких разрывов, но сохраняет свое строение и прослеживается на сотни километров — от бассейна р. Нотто до верховьев

р. Сучан, а его фрагменты можно видеть и юго-западнее — до берега моря (бухта Неизвестная, — Иванов и Уткин, 1968). Триасовые и юрские слои смяты интенсивно и образуют обычно линейные складки с углами наклона крыльев $60-80^\circ$ до опрокинутых, а местами более пологими — $40-50^\circ$. В отдельных обнажениях видна гофрировка в складки шириной от единицы до десятков метров. При приближении к ЦР для всего Сандагоу-Украинского синклинория и его фрагментов видно характерное изгибание с изменением северо-восточных простираний на северо-северо-восточные, то есть образование структурных дуг типа описанной нами для вангоуской серии в Судзухинском отрезке. Характерно также развитие и поперечных к этим дугам разрывов.

Валанжинские и готерив-сеноманские терригенные отложения имеют небольшое распространение в пределах Западного блока. Они залегают более полого и несогласно на юрских и доюрских образованиях. Но очень важно отметить, что валанжин представлен в Западном блоке другими фациями, чем в Восточном — более мелководными и грубообломочными (преимущественно песчанковыми), а местами переходными к континентальным (с углистыми слоями). Надваланжинские же нижнемеловые отложения Западного блока отличаются весьма своеобразным комплексом фауны пелелипод и аммонитов от однообразных отложений Восточного блока (Иванов, 1964). Отложения с подобным комплексом фауны известны в Восточном блоке лишь значительно севернее описываемого района (см. ниже при обсуждении вопроса о возможной амплитуде сдвига).

Из интрузивных пород в Западном блоке распространены породы комплекса габброндов, своеобразные щелочные ультраосновные породы (оба этих комплекса совершенно неизвестны в Восточном блоке) и гранитоиды.

В отношении габброндов, к сказанному при описании Судзухинского отрезка, можно добавить, что здесь также установлены габбро, рвушце улахинскую серию, но не исключено наличие и более древних.

Гранитоиды будут нами охарактеризованы ниже, после описания Восточного блока, син- и постразломных формаций.

Комплекс своеобразных щелочных пород юрского возраста распространен локально. Это Погский сиенитовый массив, несколько массивов меньших размеров, сходных с ним по составу, и кокшаровская группа интрузий. Погский массив нефелиновых сиенитов имеет узкий вытянутый в северо-восточном направлении выход длиной 6 км и шириной 0,5—0,7 км. Контакты массива с вмещающими породами наклонены на северо-запад под углом $50-60^\circ$. Массив залегает в общем почти согласно со слоистостью вмещающих его верхнепалеозойских (?) пород, хотя контакты во многих частных случаях явно секущие, с апофизами. Сенон-датские вулканогенно-осадочные отложения лежат на поверхности размыта сиенитов. Сиенит-порфиры бассейна Солонечного Ключа прорывают средне-верхнеюрскую погскую свиту.

Ультраосновные щелочные породы неоднократно изучались и описаны в опубликованных работах (А. Т. Октябрьский, 1960; М. Г. Руб, 1964; Б. Л. Залишак, 1963, 1969, и др.). Известны два главных тела (Старикова Ключа размером 2×6 км и Кокшаровское — 4×1 км) и много мелких. Вполне вероятно, и это подтверждено геофизическими методами, два этих тела на глубине сливаются, образуя узкий массив, ориентированный в северо-восточном направлении, несколько косо к простиранию вмещающих верхнепалеозойских пород. Вероятно, что его положение определено разломом. Анализы проб на абсолютный возраст дали довольно близкие значения, указывающие на юрский возраст интрузий — 135—172 млн. лет. Строение и состав массивов сложные. Формирование их происходило в несколько генераций. К первым порциям относятся

пироксениты — наиболее широко распространенные по сравнению с другими породами. Вторыми являются дайки и небольшие штоки нефелиновых сиенитов типа фойяитов, тингуантов, пегматоидных нефелиновых сиенитов. Заключительными были серии жильных пород. Простирание даек субширотное, северо-восточное и северо-западное.

Проникновение ультраосновной магмы к поверхности указывает, очевидно, на возникновение в это время глубоких разрывов и растяжение земной коры. Трудно определить сейчас положение и тип этих разрывов. Возможно, это свидетельство развития субмеридиональных направлений, к которым нередко приурочены основные и ультраосновные интрузии. Размещение же плутонов происходило под контролем оперяющих разрывов, ориентировка которых близка к простиранью складчатых структур. Связь их с ЦР не устанавливается. Нельзя считать их связанными и с «широтными зонами разрывных нарушений» (Руб. Залищак, 1964), так как такие зоны здесь еще не выявлены. Показанная же в цитированной работе зона, к которой якобы приурочены описываемые массивы, отражает, по-видимому, лишь предположение авторов о возможности существования таковой. Кроме того, на схеме видно, что предполагаемая зона проведена через Меридиональный разлом не смещаясь, а это и вовсе невероятно.

Также к юрским относятся неправильной формы дайкоподобные тела сиенитов Иденгу. Они образуют серию, в которой каждая дайка имеет крутое падение и северо-западное простирание, а вся серия ориентирована на северо-восток. Будучи приуроченными к своду антиклинали, эти тела занимают трещины отрыва и хорошо иллюстрируют поле напряжения с главным горизонтальным сжатием в направлении ЮВ — СЗ (рис. 15), в какой-то мере подтверждая предположение о близком времени складчатых деформаций и внедрения магмы. Сиениты представлены зеленовато- и синевато-серыми средне- и крупнозернистыми породами, состоящими из рибекита, эгирина, альбита и вторичных минералов — ильменита, лейкоксена, ортита и апатита.

Восточный блок в части, примыкающей к ЦР, как мы уже говорили, сложен в основном меловыми отложениями. Лишь на севере описываемого отрезка, в узких тектонических «ломтях», находится толща, содержащая линзы (?) или блоки (?) известняков с позднепермской фауной. Это так называемая ноттинская свита мощностью примерно 1000 м. Она состоит из темно-серых алевролитов и алевролитовых сланцев с прослойками серых же, но более светлых (при выветривании они часто на поверхности буреют) песчаников от мелко- до среднезернистых плотных, местами рассеченных трещинами и тонкими кварцевыми и карбонатными жилками. Кроме того, в состав свиты входят небольшой мощности горизонты кремней и порфиринов, встречающиеся не часто. Для ноттинской свиты характерно широкое развитие структур будинажа и мелких дисгармоничных складок. В случае, если известняки окажутся в блоках, не исключена вероятность принадлежности свиты к мезозою (юре?). В этом отношении весьма интересны находки иноцерамов (неопределенных), сделанные в алевролитах из обнажения, находящегося рядом с линзой (?) известняка с пермской фауной, в правом борту долины р. Нотто, в 1,5 км ниже устья р. Санказы (В. И. Надежкин, А. М. Нехорошев, 1961).

Мел представлен валанжином и лежащими выше, тоже главным образом нижнемеловыми, возможно лишь в незначительной части верхнемеловыми, отложениями. Валанжинские отложения состоят из серых песчаников со слоями алевролитов (переслаивание иногда флишевого или флишеподобного типа) и темно-серых алевролитов, кое-где с частями, кое-где с редкими слоями песчаника различной мощности. Встречаются слои грубозернистого песчаника, гравелита и конгломерата. Отмечены своеобразные текстуры, обусловленные косой, неправильной, при-

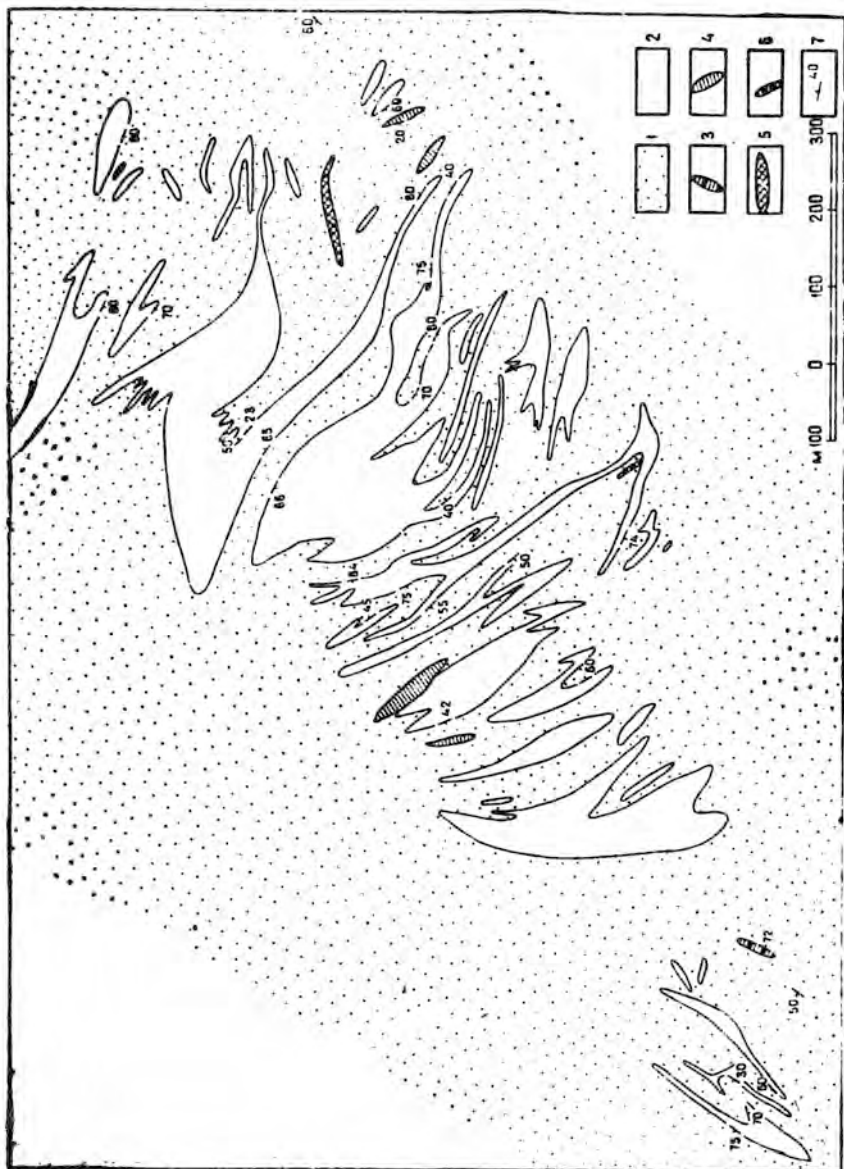


Рис. 15. Дайки Иденгу, по В. Н. Шергину (Н. Ф. Васильев, 1960). 1 — ортогональные алевролиты, песчаники и кремнистые породы, 2 — сyenиты, 3 — спессартиты, 4 — слюдяные лампрофиры, 5 — диабазы, 6 — порфиры, 7 — элементы залегания

чудливой слоистостью, сползанием и деформацией осадков во время их накопления. В отдельных слоях весьма отчетливы и многочисленны фукоиды и гиероглифы. Некоторыми геологами в валанжин включаются слои (в том числе кремнистые), относящиеся к ноттинской свите.

Выше валанжинских отложений, хорошо охарактеризованных палеонтологически, по-видимому, со скрытым несогласием залегает практически немая толща мощностью 1000—2000 м (возможно и большей), состоящая преимущественно из песчаников, обычно ритмично переслаивающихся с алевролитами. Взаимоотношение ее с валанжином выяснено плохо, из палеонтологических находок можно указать на отпечатки нижнемеловых (?) растений, остатки иноцерамов и других раковин неудовлетворительной сохранности.

Еще выше лежит (без значительного углового несогласия) свита мощностью около 1000 м, представленная песчаниками с подчиненными слоями алевролитов и конгломератов; последние приурочены главным образом к базальному горизонту. Эта свита содержит весьма характерный комплекс фауны, главной составной частью которого являются тригониды. Отложения с точно таким же комплексом фауны в Западном блоке находятся в Сучанском районе (френцевская свита, Иванов, 1964), то есть значительно южнее рассматриваемого участка.

Меловые отложения Восточного блока смяты в сжатые крутые линейные складки северо-восточного простирания. На геологических картах хорошо видно, что по мере приближения к ЦР простирание структур становится более близким к меридиональному, то есть структуры изгибаются, образуя выуклость к северо-западу.

Вблизи же самого разлома местами наблюдается образование оригинальных структур (рис. 14). Литологически более или менее однородный, но разновозрастный комплекс осадочных отложений, например, верхнепермских (?), валанжинских и готерив-альбских в верхней части бассейна р. Нотто, к востоку от ЦР, оказывается очень сильно сжатым, представляя собой серию крутопадающих в одном направлении — на восток-северо-восток (лишь местами в противоположную сторону) слоев алевролита, песчаника, сланца, реже других пород. Между литологически разными (чаще) и одинаковыми слоями наблюдаются смещения. Они сопровождаются расланцеванием и будинажем, в результате которых образуются «динамосланцы» — милониты с включенными в них различной величины тектоническими линзами, клиньями, окатышами песчаника и кремня. По поверхностям смещения, которые далеко не всегда могут быть выявлены в полевых условиях, соприкасаются и разновозрастные свиты, причем нередко в ненормальной последовательности. Разрывы, сопровождающиеся милонитизированными и ультрабудинированными породами образуют зоны, в которых трудно определить принадлежность пород к той или иной свите. Кроме продольных разрывов и зон наблюдаются поперечные — северо-западного простирания.

Продольные разрывы, по имеющимся наблюдениям (Силантьев, Надежкин, Высоцкий, Паклин, автор и др.), круто наклонены к юго-востоку или близки к вертикальным. На поверхностях этих разрывов обычны слабонаклонные или близкие к горизонтальным штрихи.

Так, например, по данным Г. П. Семенова и А. П. Паклина (1960), исследованные ими 19 разрывов, восточнее ЦР в долине р. Фудзина, в 17 случаях имели на поверхностях смещения штрихи, близкие к горизонтальным, и лишь в 2-х случаях крутые и вертикальные. Еще восточнее (в выемке шоссе на перевале Малиновом) ими осмотрено 40 разрывов, на плоскостях смещения которых почти всегда можно увидеть пологую или горизонтальную штриховку.

Разрывы северо-восточного простирания в большинстве случаев определяются (там, где к этому есть какие-нибудь доказательства) как ле-

вые сдвиги в сочетании с вертикальными смещениями, но последние имеют значительно меньшую амплитуду (сотни метров), чем горизонтальные (километры). Правда, на наш взгляд, амплитуды горизонтального левого смещения, указанные В. И. Высоцким (1966), для двух разрывов — в 5000 м (Параллельный) и 12000 м (Отрожный) твердо не доказаны, хотя и возможны.

Характер тектонических продуктов и их мощность различны даже для одного и того же разрыва в различных его участках. Эти изменения зависят как от типа разрыва и его морфологии, так и от литологического состава пересекаемых им пород. Замечено, что в алевролитах обычно образуются зоны рассланцевания, в пачках с частым чередованием слоев — будинажные структуры, а в песчаниках — брекчии. Для упоминавшегося уже разрыва Отрожного Высоцкий указывает мощную — до 700 м — зону алевролитов и песчаников в различной степени рассланцеванных, брекчированных, окремненных, осветленных, местами пронизанных тонкими жилками кварца, сульфидизированных, хлоритизированных и лимонитизированных. Местами в зоне обнаружены пепельно-серые перетертые алевролиты и синие тектонические глины мощностью 2—3 м. Отмечено, что гидротермальные изменения пород, сульфидизация и лимонитизация интенсивнее в местах пересечения продольных разрывов поперечными. Считается, что именно к пересечениям зон разрывов приурочены многие рудопроявления, в том числе оловянное Даданцинское месторождение и участок руч. Охотничьего. Поперечные разрывы обычно сопровождаются брекчиями, нередко сцементированным кварцем. Примакающие к разрывам породы несут следы деятельности гидротермальных растворов.

Син- и постразломные образования прослеживаются по всему рассматриваемому отрезку, хотя и распространены не очень широко. Вполне вероятно, что они в свое время занимали гораздо большие площади, но теперь в значительной части уничтожены эрозией. Лучшее, чем в других местах, они изучены в бассейне р. Нотто. Внизу разреза находятся или порфириды, или континентальные в основном грубообломочные (конгломераты, туфогенные конгломераты, песчаники, туфогенные песчаники) отложения со слоями алевролитов, углистых сланцев с пропластками угля (не образующими месторождений) и пластовыми телами порфириды, составляющие толщу (дорофеевскую свиту) меняющейся в разных местах мощности — в отдельных впадинах до 1000 м. Собранный нами коллекция отпечатков листьев из этой толщи в правом борту долины Нотто, сразу ниже устья р. Санцехузы, была определена С. И. Неволиной, которая считает возможным отнести ее к верхам сенона (не древнее маастрихта) — данию (ранее комплекс флоры из дорофеевской свиты определялся датским). Выше находится толща мощностью тоже около 1000 м, состоящая из кислых, реже средних эффузивов (кварцевых порфиров, липаритов, фельзитов, дацитов, порфиритов, андезитов), игнимбритов, туфов, туфобрекчий, агломератов, лавобрекчий, перлитов, с прослоями наземных осадочных и туфогенно-осадочных пород. На кислых эффузивах лежит покров андезитов, их туфов и туфолав мощностью до нескольких сот метров. Андезиты встречаются и в виде рвущих тел. В самом верху опять появляются кислые эффузивы — липариты и их туфы. Две верхние толщи, возможно, уже относятся к палеогену.

В пределах распространения эффузивов находятся комагматические интрузии, тела которых выделяются с большим трудом, так как обнаженность в описываемом районе неудовлетворительна, а петрографически породы близки между собой. Среди этих интрузий определены гранит-порфиры, фельзит-порфиры, дациты, граносенит-порфиры.

Дорофеевская свита территориально приурочена к ЦР, но ее распространение ограничивается отдельными участками. Это может быть

связано с ограниченной площадью накопления или последующим размывом. Данных для ответа на этот вопрос нет. Генетически это типичные грубообломочные континентальные приразломные отложения, накопившиеся у подножия возвышенностей в долинах и реже в небольших пресноводных бассейнах. Различная для разных мест и разных частей разреза доля вулканогенного материала участвует в виде вулканомиктовых песчаников и конгломератов, туфов и лав. Приразломные грубообломочные отложения могли образоваться в результате возникновения контраста рельефа в зоне разлома. Это вертикальные перемещения, совмещение сдвигом возвышенностей с одной стороны разлома и понижений в рельефе с другой, или участков, сложенных литологически резко различными породами. Вероятно и образование приразломных впадин, связанных с локальными зонами растяжения в области сдвига. Говоря о приразломных грубообломочных отложениях данного отрезка, нужно вспомнить о конгломератах предположительно верхнемелового возраста, указанных нами в Западном блоке Судзухинского участка (верховья руч. Башаровский и Ченгауз). Весьма вероятно, что они относятся к этому же генетическому типу.

Связь многих вулканогенных толщ, распространенных в зоне ЦР, именно с ним доказывается полными наблюдениями (о связи ряда вулканогенных образований с поперечными разломами будет сказано ниже). В отношении андезитов и андезитовых порфиритов это видно по их непосредственному залеганию в виде протяженных тел, подобных громадным дайкам, в зоне ЦР. В отношении кислых эффузивов недавно получены очень интересные данные о кольцевых вулcano-тектонических структурах, «насаженных» на зону ЦР (см. ниже в разделе, посвященном магматизму).

Структуры син- и постразломных отложений созданы тектоническими деформациями и, может быть, особенно в верхних толщах, в не меньшей степени вулканическими процессами. В общем этот комплекс не образует складчатой системы, а залегает в виде покровов. Слои почти повсеместно наклонены в нижних толщах, но полого ($10-20^\circ$) и лишь в некоторых местах круто. Так, например, слои дорофеевской свиты вблизи ЦР местами наклонены под углом до 70° . Верхняя толща липаритов лежит практически почти горизонтально. Выявлены многочисленные разрывы, часть из которых имеет тектоническое, а часть вулcano-тектоническое происхождение. В пгнимбритах, туфах и туфогенных породах иногда видны мелкие причудливые складки (рис. 16). Их происхождение связано с течением еще не затвердевших, аэральных, насыщенных водой и водных осадков, сползавших по склонам или раздавливаемых тяжестью быстро нагромождавшихся масс.

На рассматриваемом отрезке мы видим, что дорофеевская свита и вулканогенные отложения местами несомненно нарушены разрывами зоны ЦР, отчетливо ими секутся, а местами прослеживаются через зону ЦР. В ряде случаев установлено «залечивание» разрывов зоны ЦР проникавшими по нему к поверхности лавами. Так, в бассейне р. Нотто и некоторых других местах зона ЦР отчетливо прослеживается по рельефу и смене пород, но контакты между соприкасающимися породами оказываются эруптивными.

Для сравнения следует отметить, что в бассейне р. Судзухе вулканогенные образования отчетливее срезаны ЦР, чем в бассейне р. Нотто. Объясняется ли это большей их древностью на юге или более интенсивными там последними движениями по ЦР, решить трудно. Нам кажется более вероятной причиной различие во времени и интенсивности движений заключительных фаз в разных участках ЦР.

Син- и постразломные интрузии представлены гранодиоритами, граносеннитами и реже другого состава породами.

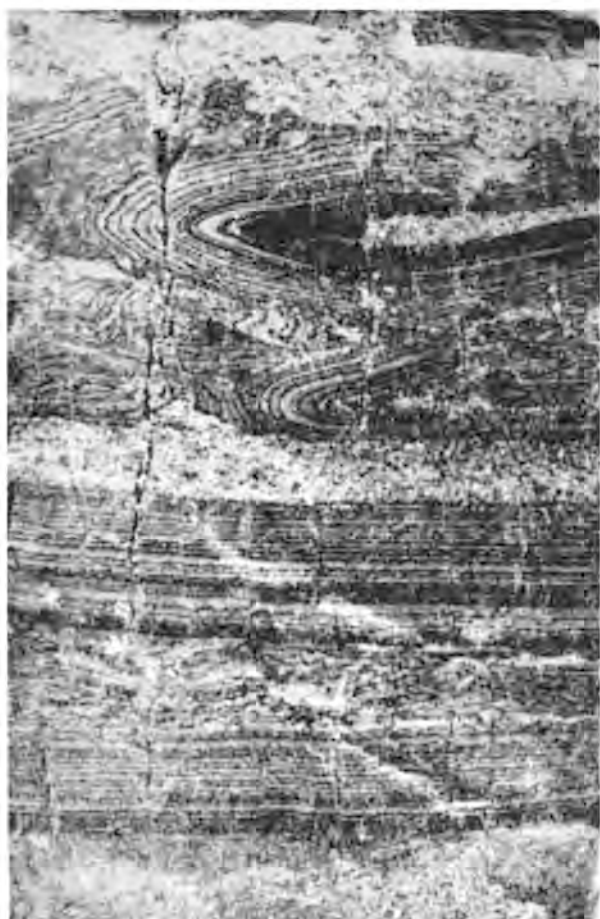


Рис. 16. Мелкие сложные складки течения в слоистых туфах. Бассейн р. Нотто (колл. В. П. Соляникова)

Рассматриваемый интервал ЦР, по сравнению с Судзухинским, характеризуется в общем значительно меньшим распространением интрузивных пород и примерно одинаковой их ролью в Западном и Восточном блоках. Более или менее определенно устанавливаются две фазы внедрения — ранняя и поздняя. Ранняя отчетливо связана с зоной ЦР и образовалась одновременно с его развитием (в ней намечается несколько генераций), в основном до накопления главных масс вулканогенных пород.

Поздняя фаза больше связана с другими, в том числе поперечными разломами, хотя несомненно имеются интрузии этого времени, приуроченные к ЦР, но внедрение их произошло уже после завершения (или в самом конце) горизонтальных движений. Эта фаза комагматична эффузивам,

и во многих случаях интрузивные и экструзивные массивы находятся внутри эффузивов, мало от них отличаясь как по петрографическому составу, так и по времени образования.

Наиболее характерными массивами первой фазы в Западном блоке являются Лампахезский и горы Сланцевой. Оба они находятся вблизи Меридионального разлома и в какой-то мере подчинены его направлению. Первый сложен аляскитовыми крупнозернистыми биотитовыми (с единичными зернами роговой обманки) гранитами, среднезернистыми порфиroidными биотитовыми гранитами (имеющими главное распространение) и мелкозернистыми аплитовидными гранитами и гранит-порфирами. По мнению Г. П. Толмачева (1953), гранит-порфиры являются последней генерацией и слагают штокообразные тела. Массив горы Сланцевой сложен гранодиоритами.

Представителями этой фазы в Восточном блоке могут служить араратский массив и массив горы Березовой. Араратская интрузия частью находится в виде узкого тела в зоне ЦР, а частью образовала овальной формы массив субогласный со складчатыми структурами (см. карту). Движениями по ЦР западная сторона интрузии срезана. В зоне тектонического контакта в хороших обнажениях правого борта долины р. Фудзина, можно видеть набор катаклазированных, милонитизированных и ультрамилонитизированных гранитов (рис. 17). Интрузией прор-

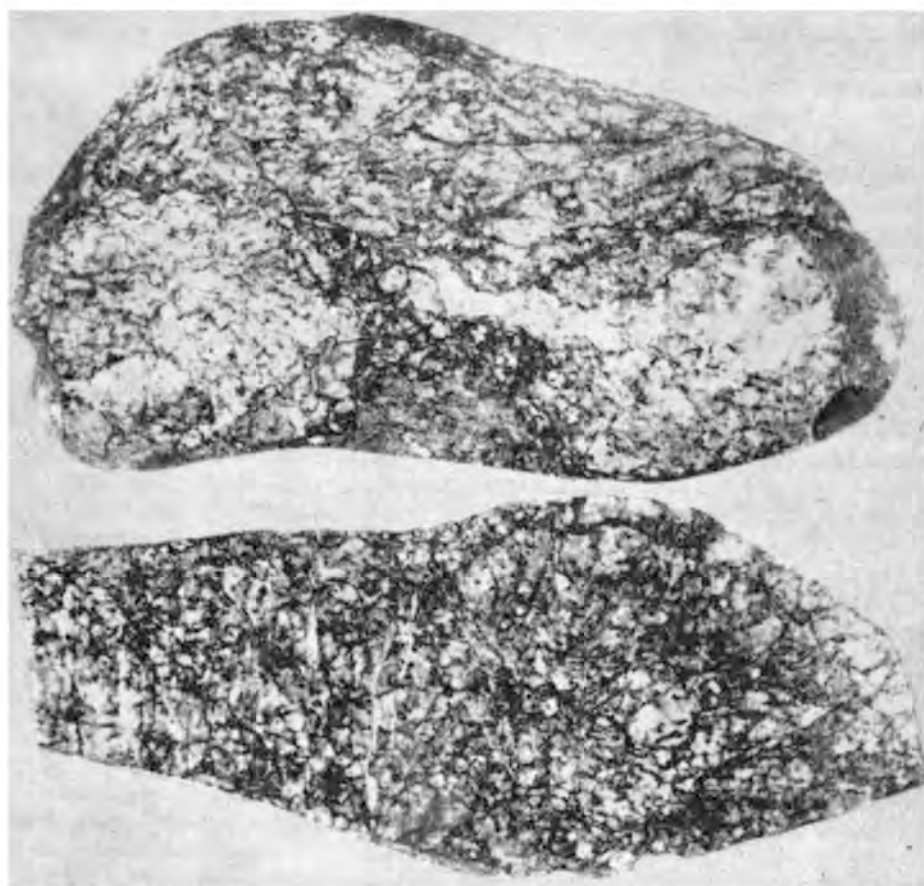


Рис. 17. Округлый останец милонитизированного гранита, находившийся внутри ультрамилонитов (вверху); плоский останец милонитизированного гранита, находившийся внутри ультрамилонитов (внизу); в последнем хорошо видны поперечные заполненные трещины. Правый борт долины р. Фудзин, ниже р. Поги (колл. автора)

ваны апт-сеноманские осадочные отложения, а перекрывают ее верхнемеловые или палеоценовые эффузивы кислого состава. Араратский массив сложен биотитовыми гранитами, биотитово-роговообманковыми гранодиоритами, кварцевыми диоритами, диоритами, сненитодиоритами и гранит-порфирами. Все эти разновидности связаны постепенными переходами, но гранит-порфиры, возможно, являются последней генерацией.

Массив горы Березовой находится к северо-востоку от Араратского и, возможно, связан с ним на глубине. Если учесть еще небольшие тела, расположенные к юго-западу, то образуется цепочка, ориентированная субсогласно со складчатыми структурами по азимуту 30° и очевидно соответствующая направлению разрывов, оперяющих ЦР. Массив сложен граносенитами, монцонитами, кварцевыми диоритами, диоритами, габбро и плагиотрахитами. Выделяется две генерации. К ранней принадлежат габбродиориты и кварцевые диориты. К следующей относятся снениты, граносениты и монцониты. Интрузией прорваны осадочные нижнемеловые породы. Взаимоотношение ее с андезитами (возраст которых определяется или как сенонский или как палеогеновый) расцени-

вается по-разному. А. А. Асипов (1962) и ряд других геологов считают, что андезиты лежат на граносиенитах, а И. И. Антушевич (1966), напротив, утверждает, что андезиты прорваны.

Последние порции магмы, создавшей описанные массивы первой фазы, может быть, синхронны первым внедрениям второй фазы, но находятся в разных структурных условиях, связаны с различными очагами магмообразования.

Результаты определения абсолютного возраста калий-аргоновым методом гранитоидов рассматриваемой фазы подтверждают геологические выводы. Цифры определений находятся в интервале 83—128 млн. лет, большинство близко к 100 млн. лет. Иные цифры абсолютного возраста — 138, 152 и 172 млн. лет получены для диоритового (диориты, гранодиориты, габбро-диориты) массива горы Победа, находящегося в верховьях р. Ян-Муть-Хоузы (рис. 13). Им прорваны мезозойские, предположительно юрские, осадочные отложения, а туфы среднего состава (их возраст оценивается от сенона до палеоцена, но все же больше данных за верхнемеловой) лежат на нем. Этот массив может быть связан не с меловым, а с юрским магматизмом.

Вторая фаза интрузий представлена более разнообразными породами — от габбро до сиенитов и аляскитовых гранитов. Размещение их видно на приложенных картах (рис. 13, 14). Массивы габбро известны непосредственно в зоне ЦР и в примыкающих участках. Так, массив Бандитского Ключа находится почти точно на линии ЦР. Выход его на поверхность имеет овальную форму и слегка вытянут в меридиональном направлении. Им прорваны отложения сенон-датского возраста (дорофеевская свита). Небольшие массивы габбро-диоритов, во многих случаях ограниченные тектоническими контактами, образуют узкие тела северо-восточного простирания в зоне ЦР на правом берегу Правой Речки. Ими прорваны юрские осадочные отложения (Адрианов, 1964). Дайкообразные тела габбро-диоритов, ориентированные в цепочку северо-восточного простирания, примыкающую с запада к ЦР под острым углом, прорывают валанжинские осадочные породы и сенон-датские эффузивы.

Сенит-порфиры этой фазы известны в верховьях р. Эрльдагоу, к западу от зоны ЦР. Небольшое (1 км²) штокообразное тело прорывает здесь юрские отложения. Контакт с кислыми эффузивами хотя и осложнен разрывом, но, судя по метаморфизму вмещающих пород, так же эруптивный (Макухина, 1961). Граносиенит-порфиры Малой Поперечки (бассейн Нотто) прорывают толщу фельзит-порфиров, находясь внутри нее.

Порфиroidные граниты массива Барачного Ключа (водораздел Сыдагоу и Чуматагоу), в котором кроме них известны плагиограниты и гранодиорит-порфиры, внедрены в сенон-датские липариты и их туфы. Эрльдагоуский массив гранит-порфиров прорывает покров из андезитовых порфиритов, являясь одной из самых поздних генераций этой фазы. Это типичная гипабиссальная интрузия. Наблюдаются все переходы от пород с микрогранитовой структурой до пород, не отличимых от липаритов.

Поздние порции, представленные гипабиссальными гранит-порфирами с кородированными округлыми кристаллами кварца, известны и непосредственно в зоне ЦР, иногда они приурочиваются к его главной линии (бассейн Средней Синанчи). Эти гранит-порфиры отличаются от тут же внедрившихся ранних порций гранитов большей свежестью, отсутствием явных признаков катаклаза и милонитизации, столь характерных для гранитов первой фазы. Напомним, что сходные гипабиссальные граниты, принадлежащие наиболее поздним проявлениям интрузивной деятельности, были выявлены и в южной части ЦР. Определение абсо-

лутного возраста пород этой фазы калий-аргоновым методом подтверждает ее относительную юность — 58—91 млн. лет*.

Из сделанного обзора необходимо выделить факт связи с ЦР магмы основного состава, проникшей по разлому уже после завершения главных горизонтальных движений. По-видимому, в это время разлом доходил до более глубоких частей литосферы. Правда, малый объем внедрившейся основной магмы и незначительное ее распространение указывают на ограниченные возможности этого магматизма.

Сам разлом в пределах описываемого отрезка представляет собой зону шириной от сотен метров до нескольких километров, состоящую из серии то простых, то сложных — пологих, кривых, разветвляющихся разрывов. Но почти всегда в этой серии можно выделить главный разрыв, который проходит прямолинейно на всем протяжении. Остальные разрывы, по существу, являются его опережающими. Разлом сопровождается весьма разнообразными тектоническими продуктами от какиритов и мощных зон всевозможных брекчий до ультрамилонитов зеленого и черного цвета с редкими реликтами первичной породы в виде галькоподобных округлых, веретенообразных и чечевицеобразных включений. Состав и структура этих образований зависят от пород, которые пересекает разлом, и от того, в каких именно разрывах из их сложной серии наблюдаются они. В надвигах обычно образуются милониты, особенно эффективные на контакте с гранитоидными породами. В крутопадающих трещинах чаще можно видеть брекчии, но нередки и милониты. Сложность морфологии ЦР, разнообразие контактирующих пород, многократность и разнотипность движений по нему определили пестрый набор тектонических продуктов.

Наиболее хорошо на описываемом отрезке зона ЦР видна в правом борту долины р. Фудзина, к западу от р. Пога, где естественные обнажения улучшены при прокладке шоссейной дороги. Здесь гранитный массив с небольшими ксенолитами осадочных пород и прорывающими их жилами разбит многочисленными различно ориентированными и падающими под разными углами поверхностями разрывов, по которым произошли сдвиги, надвиги, сбросы и комбинированные движения. Поверхности разрывов в гранитах нередко кривые, иногда приближаются к сферическим. Граниты сильнее всего катаклазированы и милонитизированы до ультрамилонитов, в которых сохранились блоки, линзы, овалонды менее измененных гранитов (рис. 17). Там, где в зоны милонитизации попали осадочные породы, граниты и жилы, произошло смещение этих пород, так что в развальцованной милонитовой массе можно найти обвальцованные куски или реликты любой из них. Местами граниты настолько сильно милонитизированы, что полностью переработаны в однородную темно-зеленую породу, природу которой можно распознать лишь по закатанным и затертым, только местами сохранившимся блокам и кускам гранитов или отдельным кристаллам кварца и полевого шпата. Поверхность расплюснутых линзообразных и веретенообразных блоков иштрихована; по штрихам видно, что ультрамилонитовая масса «обтекала» эти тела, испытывая давление, перпендикулярное к их длинной оси. Очень интересны отмеченные случаи, когда такие тела оказываются пересеченными тонкими трещинами (так же указывающими на давление, перпендикулярное их длинной оси), заполненными ультрамилонитами, альбитом и кварцем (рис. 17).

Сильнейшая милонитизация наблюдается в зонах, связанных с относительно полого наклоненными поверхностями разрывов. Например,

* Цифры абсолютных возрастов, очевидно, могут сравниваться между собой только по результатам одной лаборатории и более надежно для ограниченных районов с близкими условиями геологического развития — в нашем случае для отдельных отрезков, а не для всего ЦР.

по поверхностям, наклоненным по азимуту 325° и под углом около 50° , являющимся оперяющими главную линию ЦР. Очень интересно, что в данном случае милонитизацией захвачен главным образом нижний блок, с постепенным ослаблением ее от контакта. Возможно, это указывает не на надвиговое, а на поддвиговое смещение блоков. Разрывы со значительными развитами милонитизации и исстрихованными поверхностями нередко наклонены на юго-восток. Разрывы крутопадающие иногда вообще не сопровождаются значительной милонитизацией, но на их поверхностях местами хорошо видны штрихи, то указывающие на комбинированные смещения, то на сдвиговые. В последнем случае они часто ориентированы субпараллельно ЦР. С западной стороны к зоне катаклазированных и милонитизированных гранитов по тектоническому контакту, примерно совпадающему с предполагаемой главной линией ЦР, прилегают порфириды. Но они, по-видимому, проникли в зону ЦР в конце сдвиговых смещений по нему, так как хотя и сильно нарушены у контакта, но несравненно слабее, чем граниты*. В зоне ЦР здесь же обнаружены кварцевые порфиры или фельзит-порфиры. Они рвут порфириды и граниты, выглядят свежими и скорее всего внедрились после сдвиговых смещений до ЦР.

Хотя значительных горизонтальных движений после образования вулканогенных толщ и не было, они, как уже отмечалось, нарушены разрывами, особенно многочисленными в зоне ЦР. Так, например, в районе резкой излучины р. Нотто, ниже Бандитского Ключа, в седловине мыса, по которой проходил старый тракторный проезд, в выбоинах и ямах видны тектонические глины, характерно обиле родников. Седловина же эта находится точно по простиранию главной линии ЦР. Севернее по этой линии в кварцевых порфирах наблюдаются зоны какиритов, катаклаза, милонитизации мощностью 15—20 м. Породы настолько сильно разбиты трещинами, что почти невозможно выбить образец со свежим изломом.

В этом же районе наблюдалась одна из трещин зоны ЦР, залеченная андезитами. Обнажение находится в правом борту долины р. Нотто, примерно на 250 м выше устья Бандитского Ключа. Здесь виден контакт андезита с осадочными породами, представленными серыми тонкозернистыми песчаниками и алевролитами, переслаивающимися между собой (дорофеевская свита). Контакт изверженной породы с осадочными отчетливо эруптивный. В пределах 1—2 см осадочные породы, спекшиеся в виде корки, на расстоянии 5—15 см видно сильное их ороговикование. Изверженные породы в интервале 10—20 см у контакта сильно изменены. Азимут падения слоистых пород 190° , угол 60° . Поверхность эруптивного контакта волнистая, как бы образующая полушары диаметром до 10 см. Она ориентирована под азимут простирания 20° и круто наклонена на запад. Рядом видно, что этот эруптивный контакт нарушен небольшим (амплитуда 0,5 м) надвигом по пологопадающей (10°) на запад (290°) трещине. В других обнажениях видно, что и андезиты местами интенсивно разбиты трещинами и сильно изменены.

НОТТИНСКО-БИКИНСКИЙ ОТРЕЗОК (около 220 км)

Почти для всего отрезка приложена геологическая карта (рис. 18, 19, 20). Много, как видно на картах и из легенд, оказывается сходным с уже описанными районами. Это позволяет нам остановиться лишь на некоторых особенностях, характерных именно для данного отрезка.

Здесь заметна меньшая геологическая контрастность Восточ-

* В какой-то мере, правда, это может быть связано с тем, что движущимся был, в основном, Восточный блок.

ного и Западного блоков. В том и другом на больших площадях распространены сходные формации, хотя и считающиеся разновозрастными. К таким, в первую очередь, относится кремнисто-терригенно-спилитовая формация, в отношении которой наблюдаются противоречия в выводах исследователей, их алогичность. Так, в Западном блоке эта формация относится к палеозою, хотя во многих местах здесь в терригенных слоях, практически неотделимых от нее, находится триасовая и юрская фауна. В восточном блоке, напротив, несмотря на находки палеозойской фауны (Нотто, Восток-2 и др.) внутри этой формации, она в основном относится к мезозою*.

Несмотря на сказанное, отличие Восточного и Западного блоков весьма значительно. Оно заключается в следующем. В Восточном блоке характерно очень широкое распространение валанжина вообще и в частности на площади, непосредственно примыкающей к ЦР. В Западном блоке валанжин известен лишь в единичных случаях, на крайне ограниченных площадях.

Принципиальное значение имеет факт широкого распространения в Западном блоке ариаднинской свиты, местами находящейся близко от ЦР (рис. 20). В Восточном блоке она неизвестна. Ариаднинская свита играет большую роль в строении западных склонов Сихотэ-Алиня, определение ее истинного стратиграфического положения позволяет по-новому решить и ряд основных структурных вопросов.

Эта свита распространена по Западному склону Сихотэ-Алиня к северо-востоку от площади распространения люторгокой свиты и на ее простираии (учитывая главное направление складчатых структур), в которой нами (1965), а затем другими геологами была найдена девонская флора (В. А. Красилов, 1968). Ариаднинская свита хорошо прослеживается от бассейна р. Улахе (отрезок широтного направления долины) через бассейн Тудо-Ваку (район села Ариадное) и далее на северо-восток (см. карту). А. К. Матвеев (1940) и Л. Б. Кривицкий (1946) (последний назвал ее сабайчинской) считали, что она перекрыта верхнепалеозойской терригенно-кремнистой формацией, относимой теперь к улахинской серии. Матвеев определял возраст сабайчинской свиты нижнепалеозойским, а Кривицкий — протерозойским.

Примерно та же толща, которая Кривицким была выделена как сабайчинская свита, позднее Н. А. Беляевским (1955) была названа ариаднинской свитой. По его данным, это мощная (4000 м) толща песчаников и фелитизированных сланцев. Она отнесена им к нижнему (?) и среднему отделам карбона, но им же высказано предположение, что нижняя часть разреза может относиться к нижнему карбону или даже к девону. Беляевский, как и его предшественники, указывал на ее более низкое стратиграфическое положение (при согласном залегании вышележащих слоев) по отношению к толще глинистых сланцев и кремнистых пород с линзами известняка, содержащими верхнекарбонные фораминиферы, то есть к улахинской серии.

Напротив, В. Н. Силантьевым (1960), а затем и многими геологами ариаднинская свита лишь в несколько другом объеме, чем та же свита Беляевского и сабайчинская свита Кривицкого, помещена в стратиграфической схеме выше улахинской серии и отнесена к перми (она относилась в разное время к нижнему, верхнему, неразделенным нижнему и верхнему отделам пермской системы). Такое представление является официально принятым (стратиграфическое совещание, 1965; Геология СССР, XXXII, 1969).

Эти различия в представлениях объясняются тем, что непосредствен-

* Так сказывается влияние геотектонических схем, в данном случае тех, на которых необоснованно был выделен «Главный антиклинорий» Сихотэ-Алиня.

ные данные о взаимоотношении сабайчинской (ариаднинской) свиты и улахинской серии противоречивы. Дело в том, что при сложном тектоническом строении, крутых, а нередко и опрокинутых, изоклинальных залеганиях слоев, установить их стратиграфическую последовательность прямыми наблюдениями не удается.

Так, например, в правом борту долины р. Тудо-Ваку у села Ариадное и выше по течению видно моноклиальное северо-западное залегание слоев, где наиболее характерные для сабайчинской свиты плосчатые филлитовидные сланцы оказываются как будто выше терригенно-кремнисто-спилитовой толщи улахинской серии. Но вопрос о стратиграфическом соотношении слоев решить здесь не просто. Во-первых, наблюдается, и прежде всего в известных обнажениях у села Ариадное, что сланцеватость пород во многих местах под различными углами пересекается со слоистостью, а более заметной и иногда единственно различимой (следовательно, замеряемой при определении наклона слоев) является сланцеватость. В этих обнажениях выяснилось, что тонколистоватые сланцы произошли из терригенного флиша (рис. 21). Сланцеватость имеет по-



Рис. 21. Слоистость, обнаруженная на плоскости сланцеватости филлитовидного сланца сабайчинской (ариаднинской) свиты (колл. автора)

стоянный азимут падения 300° под углом $80-85^\circ$ (то есть в соответствии с представлением о залегании сабайчинской свиты на улахинской серии, распространенной юго-восточнее), а слои смяты волнисто, и азимут падения их изменяется от 130° до 260° , а углы от 20° до 50° (слои не опрокинуты). Иногда сланцеватость совпадает со слоистостью, но вместе с тем необходимо различать и кажущееся их совпадение, вызванное сильнейшей рассланцовкой, дифференцированными подвижками по плоскостям сланцеватости.

Второе, что нужно иметь в виду при изучении разрезов, это возмож-

ные случаи опрокинутого залегания слоев с моноклиальным падением их на северо-запад, особенно учитывая положение рассматриваемого района по отношению к Центральному и Меридиональному разломам — левым сдвигам, к которым он примыкает с запада. Так, например, в трех километрах выше села Савиновки, в правом борту долины р. Тудо-Ваку, в обрывах к руслу обнажены алевролиты и песчаники, местами ритмично переслаивающиеся. Они на значительном расстоянии залегают моноклиально (или изоклиально), падая круто на северо-запад. Здесь в нескольких случаях удалось установить, что слои опрокинуты. Положение кровли легко определяется по постепенной смене грубозернистых песчаников тонкозернистыми, а затем и алевролитами, на ровной поверхности размыта которых лежит слой грубозернистых песчаников, также постепенно переходящих в алевролиты. Интересно, что в карьере у Савиновского моста через р. Тудо-Ваку, при наклоне слоев на юго-восток, положение кровли слоев оказалось нормальным.

В левом борту долины р. Улахе, ниже Удеко, терригенно-вулканогенно-кремнистые отложения, типичные для улахинской серии, лежат на интенсивно смятых, гофрированных сланцах и песчаниках сабайчинской свиты. В. Н. Силантьеву, относящему сабайчинскую (ариаднинскую) свиту к перми, пришлось здесь предположить надвиг.

Палеонтологические находки в рассматриваемых толщах крайне редки. И если из улахинской серии все же точно определены каменноугольные и пермские фораминиферы (известняки, содержащие фораминиферы, образуют прослойки, линзы и глыбы, которые не всегда могут рассматриваться как синхронные вмещающим терригенно-вулканогенным слоям), то в сабайчинской (ариаднинской) свите найдены лишь очень плохо сохранившиеся мшанки, криноиды и неопределимые отпечатки обрывков растений.

В последнее время, в связи с накопившимися новыми сведениями о геологическом строении Сихотэ-Алиня, появились региональные структурные данные, позволяющие однозначно, хотя все еще со значительной долей условности, решить вопрос о стратиграфическом положении сабайчинской свиты (мы предлагаем по правилам приоритета сохранить за ней ее первоначальное название). Оказывается, сабайчинская свита образует на западном склоне Сихотэ-Алиня кое-где прерывающуюся и местами нарушенную разрывами, но в общем единую полосу северо-восточного простирания, примерно 300 км протяженности (в пределах Приморского края) и от сотен метров до 20—25 км шириной. Свита состоит в основном из песчаников, алевролитов и сланцев; подчиненное значение имеют гравелиты и мелкогалечниковые конгломераты, аргиллиты, туффиты, кремнисто-глинистые сланцы. Для средней части свиты характерны филлитовидные, нередко зеленоватые плейчатые сланцы с шелковистым блеском на плоскостях сланцеватости, местами пересекающей под разными углами слоистость. Характерно для свиты и наличие пачек, флишевого или флишеидного переслаивания песчаников и алевролитов. Некоторые сланцы образованы именно из тонкоритмичного флиша, но генетический тип осадков, как мы уже упоминали, не всегда может быть выявлен. Мощность свиты оценивается весьма приближенно — в 3000 м. На всем протяжении отмечается стабильность состава, указывающая на постоянство условий накопления осадков (особенно для средней подсвиты ариаднинской свиты, то есть для наиболее типичных отложений сабайчинской свиты) — свита практически не изменяется ни по простиранию, ни вкрест простирания.

Везде без исключения сабайчинская свита контактирует с отложениями верхнепалеозойского или предположительно верхнепалеозойского возраста и нигде с заведомо или предположительно триасовыми или юрскими отложениями, достаточно широко распространенными в районе.

Вместе с тем необходимо подчеркнуть, что нижнемезозойские (триасовые и юрские) отложения как на западе (Даубихинская зона), так и на востоке образуют с верхнепалеозойскими слоями одноплановую складчатую систему. Так, в Даубихинской зоне, верхнепермскими и триасовыми слоями сложены одни и те же складки. Здесь пермские и триасовые слои залегают практически структурно согласно, имея близкие азимуты и углы наклона почти во всех известных участках их совместного нахождения.

Для восточных районов приведем несколько примеров. Так, в правом борту долины р. Фудзина, в приметном мысе на 76 километре дороги Варфоломеевка — Кавалерово, обнажена пачка грубокластических терригенных пород, в которой был найден юрский белемнит (А. А. Асипов, 1966). Эта пачка лежит субсогласно с кремнисто-терригенно-спилитовыми отложениями улахинской серии, имеет северо-восточное простирание и наклон на северо-запад под углами 30—60°. В левом борту долины р. Эльдо-Ваку, сразу ниже устья ключа Большого, обнажены слои мезозойских пород, залегающие совершенно тождественно со слоями, относимыми к улахинской серии. В левом борту долины р. Имана, в районе устья р. Синтухи, по Н. И. Кузнецову, палеонтологически охарактеризованные триасовые отложения, хотя и отделены им предполагаемым тектоническим контактом от палеозойских, но залегают так же, как и последние, падая в одном и том же направлении на северо-запад под углами: триас — 52°, палеозой — 40°. Примеров, подобных приведенным, много. Важно и для этого района подчеркнуть, что при выявленном субсогласном залегании палеозоя и мезозоя, последний всегда контактирует со слоями, относимыми к улахинской серии.

Из сказанного становится совершенно ясно, что наблюдаемая на всей рассматриваемой площади последовательность пространственного соотношения свит — мезозой (триас плюс юра) — верхний палеозой (пермь Даубихинской зоны, улахинская серия) — сабайчинская свита — является закономерной и отвечает стратиграфическому соотношению этих отложений, к какому бы возрасту ни относить сабайчинскую свиту. Но поскольку она лежит под верхним палеозоем и на простирании (в одной антиклинорной структуре) люторгской девонской свиты, есть все основания относить ее к среднему (?) палеозою, хотя, может быть, ее верхние слои уже имеют верхнепалеозойский возраст.

В самое последнее время нами получены важные сведения (устное сообщение В. А. Никогосяна), что работами руководимой им геологической партии выявлено залегание верхнепалеозойской (по фораминиферам из слоев известняка) вулканокремнисто-терригенной толщи на сабайчинской (ариаднинской) свите в правом борту долины р. Имана, ниже поселка Роццоно*.

В структурном отношении сабайчинская свита характеризуется широким развитием микроскладчатости, гофрировки слоев и ясным иногда интенсивным кливажом, секущим слоистость, что относительно реже наблюдается в верхнепалеозойских и мезозойских отложениях.

На описываемом отрезке у зоны ЦР и в самой зоне, кроме верхнемеловых, местами находятся грубообломочные нижнемеловые (в том числе и валанжинские) и вулканогенные нижнемеловые и, возможно, юрские отложения, по типу очень близкие к приразломным. Эти отложения могут свидетельствовать в пользу предположения о юрских (?) и нижнемеловых движениях в зоне ЦР на данном участке.

Валанжинские грубообломочные отложения распространены узкой полосой (до 1200 м ширины и 16 км длины) в зоне ЦР (рис. 20). Они

* Некоторая неуверенность в отношении доказанности этого вывода возникает в связи с тем, что наблюдения произведены над опрокинутыми в данном месте слоями.

залегают несогласно на разновозрастных палеозойских и мезозойских породах. С запада площадь их распространения ограничена тектоническим контактом — по-видимому, главной линией ЦР или одним из суб-параллельных к ней разрывов.

Сводный разрез этих отложений (по В. А. Никогосяну, 1966) следующий снизу.

1. Конгломераты и конгломерато-брекчии валунные (60—210 м). Размер обломков, галек, валунов и глыб от 0,05 до 0,5 м, в отдельных случаях до $0,8 \times 1$ м. Форма разнообразная, окатанность самая различная (от хорошо окатанных галек до остроугловатых глыб), сортировка плохая. В составе обломочного материала находятся кремни, роговики, песчаники, алевролиты, сланцы, фельзиты, туфы, граниты, гранодиориты, габбро, порфириты, кварц. Цемент разнообразный — песчано-глинистый, глинистый, песчаниковый, гравелитовый, туфовый. Встречаются прослои и линзы миндалекаменного порфирита, алевролита, полимиктового песчаника. В конгломератах и гравелитах найдены валанжинские ауцеллы.

2. Конгломераты разногалечниковые (70 м). Часть их с туфовым или эффузивным цементом, переслаивающиеся с песчаниками, гравелитами, туфами и кислыми лавами (мощность до 5 м).

3. Песчаники (120 м), иногда углистые с отпечатками растений, переслаивающиеся с алевролитами, также иногда углистыми и содержащими отпечатки и остатки растений, с прослоями и линзами углистых сланцев, туфогенных алевролитов и гравелитов.

Состав и степень окатанности обломков указывают на образование конгломератов на месте, почти без транспортировки кластического материала.

Очень важно отметить, во-первых, что подобных конгломератов в удалении от ЦР в валанжине нет и, во-вторых, что по типу эти отложения во многом сходны с верхнемеловой дороевской свитой, с предположительно меловыми конгломератами Судзукского отрезка, распространенными к западу от ЦР на водоразделе Муладзы и Судзухе, а также с третичными валунно-галечниковыми отложениями Янмутьхоузской депрессии.

Это позволяет с достаточным основанием относить валанжинские валуно-галечниковые конгломераты тоже к приразломным, хотя и морским отложениям, что подтверждается и наличием в их составе вулканогенных образований.

Рассматриваемые валанжинские слои смяты значительно интенсивнее, чем более поздние приразломные отложения. О типе структур можно судить лишь по сохранившемуся от размыва восточному крылу линейной синклинали, имеющей субсогласное с зоной ЦР простирание, наклоненному под углом $40-80^\circ$, а чаще всего — под углом 70° на северо-запад.

Синразломные гранитоидные интрузии широко распространены, образуют крупные массивы, приуроченные к зоне ЦР или расположенные близ нее. Они находятся в обоих блоках и имеют закономерную ориентировку (рис. 18, 19, 20). Хотя в рассматриваемом районе выполнена подробная геологическая съемка, а некоторым интрузивным массивам посвящены специальные исследования, вопросы определения возраста многих гранитоидов и выделения относительно более ранних и более поздних фаз остаются дискуссионными. Достаточно сказать, что одни и те же синанчинские граниты, даже одни и те же участки массива определялись как пермские (Васильев), юрские (Размахнин) или позднемеловые. А примыкающие с северо-востока граниты (Титибе-Арминский массив) определялись как юрские, меловые, палеогеновые и как сложный массив, состоящий из гранитов всех этих возрастов. Несомненно

многофазность, сложность становления интрузий гранитоидов. Из наиболее крупных можно указать на следующие массивы.

Эльдовакский массив и соседние с ним представлены биотитовыми порфировидными гранитами, лейкократовыми гранитами и граносениит-порфирами. Абсолютный возраст его определен в 105—115 млн. лет.

Синанчинские граниты представляют собой как бы единый массив, рассеченный ЦР. Но это, по-видимому, два различных, хотя и сходных по составу, массива, приведенных в соприкосновение в результате сдвига. Для западной части калий-аргоновым методом определен возраст от 63 до 140 млн. лет, а для восточной — от 50 до 95 млн. лет. Эти цифры говорят о многофазности интрузии и об относительно более раннем становлении массива, расположенного к западу от ЦР. По составу массивы сложные — встречаются биотитовые граниты, субщелочные граниты, биотитовые порфировидные граниты, гранодиориты.

Усть-Арминский массив характерен резко удлиненной по азимуту 60° формой выхода. Абсолютный возраст его определен от 62 до 112 млн. лет.

В Байлазском массиве проявлено не менее двух фаз. К первой относятся роговообманково-биотитовые граниты и гранодиориты, ко второй — биотитовые порфировидные граниты, гранит-порфиры, аплиты и др. разновидности. Абсолютный возраст пород из этого массива определен в 77—128 млн. лет. Возраст биотитовых и биотитово-роговообманковых гранитов и плагиогранитов, слагающих массивы, расположенные недалеко от Байлазского, но к западу от ЦР, определен в 81—91 млн. лет.

Момбнасанский массив биотитовых порфировидных гранитов можно отнести уже к послеразломным, так как его возраст определен в 53—77 млн. лет.

Массив Коялу, представленный плагиогранитами и гранодиоритами, имеет характерное удлинение по азимуту 49°. По этой же линии к юго-западу находится Верхнетатибинский гранодиоритовый массив. Этим массивом прорван валанжин, возраст гранодиоритов определен калий-аргоновым методом в 112—162 млн. лет.

Особенное внимание привлекает Мадянский массив, сложенный биотитовыми гранитами, плагиогранитами, аплитами и обрезанный с запада одним из разрывов зоны ЦР. Он ориентирован длинной осью по азимуту 57°, составляя с расположенными к северо-востоку массивами цепочку, простирающуюся по азимуту 45°. Возраст интрузии не ясен. Галька аплитов, сходных с известными в Мадянском массиве, находится в верхнепермских отложениях. Абсолютный же возраст гранитов от 30 до 105 млн. лет. Гранитами Мадянского массива прорваны амфиболитизированные и биотитизированные габбро-диориты в долине р. Мадян (В. А. Никогосян, 1966). Возможно, что главная часть массива сложена доверхнепермскими гранитами, но в приконтактные части его внедрились молодые интрузии, и связанные с ними изменения древних гранитов сказались на определении возраста. Это подтверждается тем, что к северо-востоку Мадянский массив как бы переходит в массив Манму-Бясани, о котором известно, что он обнажается в долине р. Бикина, к юго-западу и северо-востоку от нее. Выход массива имеет явно удлиненную по азимуту 40°, но неправильную форму. Центральная часть массива сложена катаклазированными и милонитизированными гранитами, а краевые части — амфиболитизированными габбро. Этот комплекс, хотя и представлен в основном гранитоидами, имеет большое сходство с комплексом палеозойских габброидов, описанным для более южных отрезков ЦР. По данным В. И. Надежкина, массив перекрыт осадочными отложениями, которые он, на основании их литологического типа, относит к верхнепермским. Калий-аргоновым методом для этого массива опре-

делен возраст от 98 до 296 млн. лет. Следует подчеркнуть, что это первый случай появления к востоку от ЦР интрузивного комплекса, близкого к палеозойским габброидам, широко распространенным в Западном блоке, особенно на юге. Вместе с тем следует все же учесть слабое обоснование возраста массива Манму-Бясани.

Все гранитоидные массивы, попадающие в зону ЦР, в той или иной мере оказываются подчиненными ему, они ориентированы вдоль зоны или закономерно под острым углом к ней обрезаются разрывами или пересечены зонами дробления, катаклаза и милонитизации. О возможной величине горизонтального смещения гранитных массивов по ЦР будет сказано при рассмотрении вопроса амплитуды смещения вообще.

Массивы, представляющие основную и ультраосновную магму, по сравнению с гранитоидными, распространены незначительно и отличаются малыми размерами. Те из них, которые, очевидно, связаны с субмеридиональными разломами, упомянуты в соответствующем месте (см. ниже). Вблизи ЦР массивы находятся преимущественно к западу от него, а те, которые расположены в Восточном блоке, отличаются по составу — они принадлежат к монцонитоидам.

Примером таких массивов может служить массив, расположенный на водоразделе Синанчи илевой Синанчи, имеющий отчетливое удлинение по азимуту примерно 50° , сложенный в центральной части эссекситами, а в краевых — габбро-монцонитами. Им прорваны валанжинские отложения, поэтому цифры абсолютного возраста 167 и 280 млн. лет находятся в явном противоречии с геологией.

К западу от ЦР известны интрузии ультраосновного состава. Например, массив серпентинизированных перидотитов (верлиты, лерцоциты, оливиниты) р. Ситухи, резко удлинённый в направлении 65° , субсогласно с вмещающими породами и продольными разрывами. Время внедрения этой интрузии не определено. Несколько севернее находятся массивы, обнаженные в бассейне рек Сибичи и Холмихезы, состоящие из пород от серпентинизированных прироксенитов до диоритов и главным образом представленные в различной степени амфиболитизированными габбро. Они также отчетливо ориентированы длинной осью по азимуту 50° и образуют цепь или полосу почти непрерывных выходов длиной более 10 км при ширине 1—2 км. Абсолютный возраст их определен в 220—388 млн. лет. Геологические данные для определения времени внедрения этих интрузий недостаточны. По составу и условиям залегания от них не отличимы меловые и палеогеновые (по Н. И. Кузнецову, 1966) малые тела, также образующие цепочку, ориентированную по азимуту примерно 60° .

Характер складчатых структур рассматриваемого отрезка в общем тот же, что и для ранее рассмотренных областей. Он виден на картах и отчасти уже указывался при описании тех свит, особенности которых лучше всего представлены здесь или которые только здесь распространены. Стоит отметить, что в Западном блоке преобладает наклон слоев на северо-запад, то есть здесь нередки опрокинутые складки. В Восточном блоке складчатые структуры не имеют в этом отношении строгой закономерности — они более или менее симметричны, местами же наклонены и опрокинуты то на северо-запад, то на северо-восток. Чаще все же осевые поверхности складок падают на юго-восток на юге Восточного блока и на северо-запад на севере, где намечается юго-восточное крыло антиклинорной структуры и геологическое строение во многом становится своеобразным. В этой связи интересно отметить, что как раз здесь (район Восток-2) выявлены отчетливые надвиговые поверхности северо-восточного простирания с падением на юго-восток, хотя, как мы уже сказали, осевые плоскости складок здесь преимущественно падают на юго-запад. Это наблюдение дает основание считать, что надвиги свя-

заны не со складчатостью, а с деформациями, обязанными левому сдвигу по ЦР.

Несмотря на общее сходство складчатых структур Восточного и Западного блоков, особенно в сходных формациях, очень характерно, что по ЦР обычно соприкасаются достаточно ясно различные складчатые системы — простирание складок отличается на 20—30°, они разной ширины, длины и формы.

По имеющимся, правда еще недостаточным, данным, составлены розы простираения даек с учетом частоты встречи их определенного простираения. Отчетливо видно, что большинство даек вблизи ЦР имеет субсогласное с ним и субмеридиональное простираение, меньшая часть даек — соскладчатого и поперечного к складкам направления. Обращает на себя внимание закономерность, заключающаяся в том, что в Восточном блоке, на юге его, резко преобладают дайки субсогласного с ЦР простираения, а на севере — субмеридиональные дайки. Следует поэтому указать, что именно на севере района значительно резче проявлены и субмеридиональные разломы (см. ниже описание этих разломов).

Зона ЦР почти на всем протяжении сопровождается вулканическими среднего и кислого состава образованиями, хотя они и занимают очень незначительные площади (за исключением южной части, смыкающейся с предыдущим отрезком), что отчасти может быть связано с последующей их эрозией.

По предполагаемой линии ЦР, нередко проходящей в гранитах, отмечается дробление и милонитизация в виде одной прямой или нескольких ветвящихся зон. В последнем случае положение главной линии не столь отчетливо, как обычно. Неясность положения главной линии разлома иногда усугубляется тем, что к востоку и западу от нее находятся сходные породы. Так, например, в левом борту долины р. Правая Вахумбе, восточнее предполагаемой главной линии, в гранитах Н. И. Кузнецовым (1966) и В. Е. Оленевым (1967) показаны ксенолиты себучарской свиты, которая в основном распространена к западу от ЦР. Правда, отнесение этих ксенолитов к определенной свите вызывает сомнение, ввиду их сильного метаморфизма (на карте — рис. 24 — они показаны метаморфизованными породами, без указания на принадлежность к той или другой свите).

На большей части данного отрезка ЦР к главной линии приурочены долины рек, и она скрыта под четвертичными отложениями. Нет хороших обнажений и на склонах и водоразделах — там, где трассируется главная линия ЦР, находятся впадины, заболоченные участки. Все же в нескольких местах характер зоны выявлен. По данным В. М. Кочкина (1966), на водоразделе приметного мыса, в левом борту долины р. Татибе, в 5 км выше устья р. Тунанцы, на протяжении 700—800 м прослеживается зона разлома. Она точно совпадает с предполагаемым положением главной линии ЦР и имеет простираение 25—30°. Ширина зоны 150—200 м. На всем протяжении и по всей ширине в ней находятся тектонические брекчии и глины.

В. Е. Оленев (1967) описывает зону ЦР, проходящую по левому борту долины р. Наирн (правый приток р. Вахумбе) и на ее водоразделе с р. Долингоу. По разлому контактируют осадочные породы в Западном блоке и граниты с ксенолитами контактово метаморфизованных пород в Восточном блоке. Ширина зоны 300—400 м. В зоне находятся катаклазированные, брекчированные и милонитизированные породы и тектоническая глина. Наиболее заметно изменены граниты. Степень их изменения отчетливо зависит от положения по отношению к главной линии разлома. Наиболее сильно породы изменены у самого контакта и вдоль дополнительных разрывов внутри гранитного массива. Наблюдаются граниты от нормальных через катаклазированные, затем гнейсо-

видные до ультрамилонитов. Гнейсовидность обусловлена ориентированно расположенным биотитом, который обтекает раздробленные и разлинзованные зерна и агрегаты кварца и полевого шпата. В полосчатых ультрамилонитах, иногда плоччатых, видно чередование светлых полевошпатовых и более темных полос из раздробленного кварца и темноцветных минералов. Встречаются разновидности с разлинзованными агрегатами кварца и светлого полевого шпата в темной лепидогранобластовой кварцево-полевошпатовой массе. Осадочные породы Западного блока изменены слабо и вовсе лишены контактового метаморфизма, столь характерного для пород Восточного блока на контакте с этими гранитами (они относятся к Татибе-Арминскому массиву).

Н. И. Кузнецов наблюдал зону ЦР непосредственно к югу от только что описанного участка. ЦР здесь также отсекает с запада Татибе-Арминский гранитный массив, а еще южнее по ЦР соприкасаются граниты разных массивов, теперь имеющих вид единого. Зона представлена сложной системой разрывов — крутых и пологих, прямых, изогнутых и ветвящихся. Граниты в ней катаклазированы, брекчированы, перетерты до глины, а иногда милонитизированы до ультрамилонитов. Катаклазированные и милонитизированные породы прорваны диоритовыми, диорит-порфиоровыми и аплитовыми дайками. Это служит доказательством проницаемости зоны разлома для магм и после того, как гранитные массивы были рассечены ЦР и сдвинуты. Та же картина, как мы указывали выше, наблюдается и для южных отрезков ЦР.

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ РАЗЛОМ ЗА ПРЕДЕЛАМИ ПРИМОРСКОГО КРАЯ

Исследования ЦР проведены нами только на территории Приморского края. Для Хабаровского края по ЦР имеются лишь разрозненные данные. Здесь мы кратко остановимся на двух отрезках, непосредственно примыкающих к Приморскому краю — Бикинско-Чукенском и Хорском. На остальной территории Хабаровского края специальных работ по изучению ЦР не производилось. На существующих геологических картах он не имеет достаточно четкого выражения, не выявлен он пока с необходимой достоверностью и геофизическими методами. По нашим предварительным представлениям, основанным на общих геологических и геоморфологических данных, ЦР от Хорского отрезка проходит примерно с тем же простиранием по долине р. Торماسу и далее по северо-восточному колену Хунгари.

Бикинско-Чукенский отрезок (120 км) очень слабо изучен, но превосходно выражен морфологически. Он отличается широким распространением терригенно-кремнистой формации к западу и востоку от ЦР, то есть еще меньшей контрастностью, чем только что описанный отрезок, находящийся южнее. Граниты почти исчезают из зоны разлома и находятся в основном в Восточном блоке, образуя крупные массивы. Они на геологической карте выглядят как красные флаги, насаженные на ЦР и развернутые к востоку (с удлинением примерно 45—50°). Такое положение гранитных интрузий заметно и на предыдущих отрезках и очень хорошо видно для предполагаемой северной части ЦР, находящейся в пределах Хабаровского края. Массивы горы Ко и прилегающих районов имеют состав от нормального гранитного до кварц-диоритового и кварц-монцититового. Их синразломный возраст доказывается тем, что интрузиями прорваны нижнемеловые осадочные отложения, а распространенные здесь же верхнемеловые эффузивы лежат на поверхности разрыва гранитных массивов.

В зоне ЦР на этом отрезке нет ни вулканогенных, ни грубообломочных син- и постразломных образований.

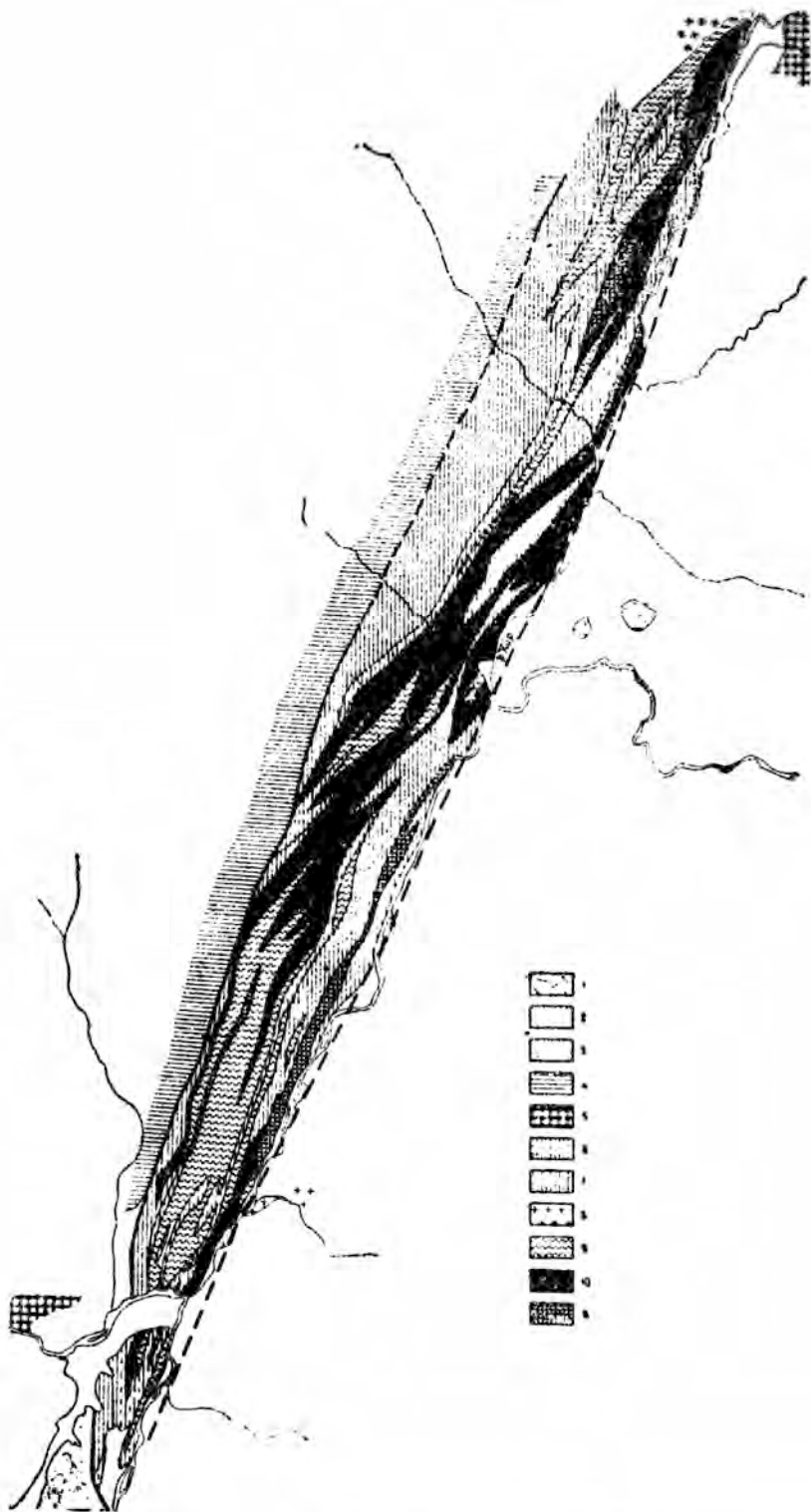


Рис. 22. Схематическая геологическая карта Хорского участка ЦР. Составлена по материалам Д. А. Кирикова. 1 — фельзиты и фельзитпорфиры, 2 — верхнемеловые (?) гравелиты, сланцы и песчаники, 3 — мезозойские (меловые?) угленосные отложения, 4 — юрская (?) терригенная толща, 5 — верхнепалеозойская (?) терригенно-кремнистая формация; палеозойские метаморфизованные отложения; 6 — преимущественно сланцы, 7 — толща пересланяющихся сланцев, кремней и кварцитов, 8 — крупнозернистые биотитовые граниты, 9 — гнейсограниты, 10 — милониты и ультрамилониты, 11 — габбро-амфиболиты

В Западном блоке от ЦР отходит Катэнский субмеридионального направления разлом. К нему приурочены интрузии основного и ультраосновного состава, которые представлены небольшими изометричной и удлиненной формы массивами; последние находятся непосредственно в зоне этого разлома.

Закартированы покровы базальтов, занимающие небольшие площади. Они, очевидно, генетически не связаны с ЦР и Катэнским разломом, а представляют собой западный край почти нацело размытого здесь плато базальтов, занимающих восточнее широкие площади.

Хорский отрезок ЦР особенно интересен. Здесь исследования проведены Д. А. Кириковым (1960), который познакомил нас со своими материалами. Они и послужили основой для составления приложенной карты (рис. 22) и сделанного ниже краткого описания. Необходимо оговориться, что наша интерпретация материалов несколько иная, чем у Кирикова. Это касается формы геологических тел, которая нам представляется значительно более простой, и определения генетического типа пород — черные биотитовые гнейсы с порфиробластами полевого шпата мы считаем типичными милонитами и ультрамилонитами (рис. 23).

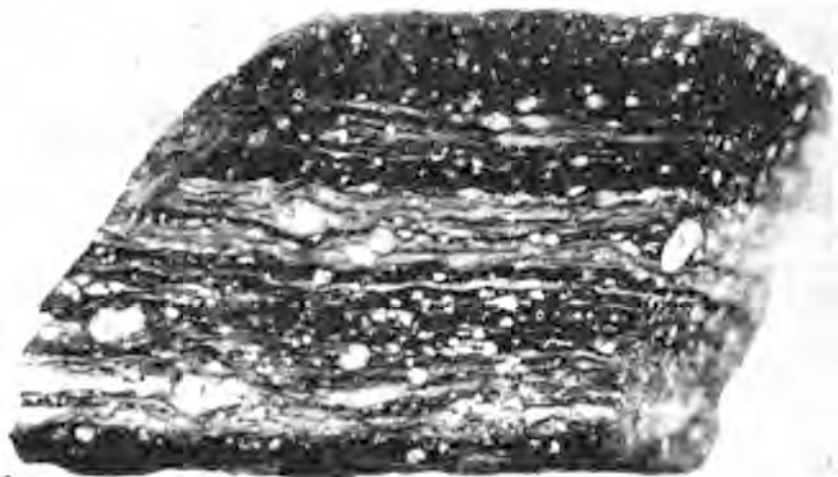


Рис. 23. Ультрамилонит Хорского отрезка (колл. Д. А. Кирикова)

ЦР трассируется через нижнюю часть долины р. Катен и далее по строго прямолинейному северо-восточному отрезку долины р. Хор. В правом борту долины р. Хор здесь прослежен узкий блок, сложенный образованиями, резко отличными от окружающих пород и вообще от обычных Сихотэ-Алинских формаций. Размеры выхода этого блока на поверхность — 75 км по простиранию и до 7 км поперек в наиболее широкой части. Блок сложен темно-серыми филлитовидными сланцами, кремнистыми сланцами, грубослонистыми кварцитами, гнейсо-гранитами, милонитами и ультрамилонитами (главным образом по породам гранитного состава), габброидами (?) и амфиболитами (они, возможно, являются метаморфизованными горизонтами эффузивов, входивших в состав стратифицированных толщ). Перечисленные образования размещаются узкими телами, во многих случаях, очевидно, разделенными между собой тектоническими контактами, ориентированными субпараллельно к ЦР или под острым углом к нему.

Исключительно эффектны милониты и ультрамилониты, из которых

можно подобрать ряды с постепенными переходами от мало измененных пород до зелено-черных полосчатых ультрамилонитов, лишь с реликтами кристаллов светло-розового или светло-серого полевого шпата, в виде то мелких, то более крупных округлых или линзообразных тел (рис. 23). Эти ультрамилониты похожи на породы, описанные В. Е. Оленевым в зоне разлома, срезающего Татибе-Арминский массив, и на милониты, обнажающиеся в правом борту долины р. Фудзина (рис. 17), где Центральным разломом также обрезан гранитный массив (см. выше). Местами милонитизации подверглись не только гранитоидные породы, но и приконтактные части осадочных толщ. Осадочные породы в общем хотя и рассланцованы, иногда в сильнейшей степени, но следы милонитизации в них не столь заметны. Ультрамилониты Хорского блока представляют собой на поверхности очень твердую породу (в отличие от многих милонитов других районов ЦР). Большая часть первичных элементов в ней тонко размолота и имеет вид темной почти черной стекловатой массы, реликты первоначальной породы (гранитов) и кристаллов полевого шпата и кварца находятся в виде порфиороклавов. Такой тип милонитов, по-видимому, указывает на относительно большую глубину их образования.

Окружающие этот блок породы представлены обычными для Сихотэ-Алиния слабо метаморфизованными или неметаморфизованными терригенно-кремнистыми, предположительно верхнепалеозойскими отложениями, мезозойской (юрской ?) песчаниково-глинистой толщей, меловыми терригенными морскими и континентальными (угленосными) слоями. Из изверженных пород обнаружены эффузивные фельзиты и фельзит-порфиры и массивы крупнозернистых биотитовых некатаклизированных гранитов поздне мелового или палеогенового возраста.

Блок метаморфизованных и милонитизированных пород, очевидно, со всех сторон ограничен тектоническими контактами. Лишь на самом севере поздне меловые-палеогеновые граниты скорее всего являются рвушинами.

В заключение надо обратить внимание на весьма характерный структурный рисунок, который образуют милониты. Узкие тела милонитов под острым углом, несколько отклоняясь к востоку от главной линии ЦР, подходят к ЦР и разрыву, ограничивающему блок с запада. Приближаясь к разрывам, милонитовые тела стремятся стать параллельными им. Этот рисунок со всей определенностью указывает на левый сдвиг по ЦР.

СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫЕ И ПОПЕРЕЧНЫЕ РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ, ПРИМЫКАЮЩИЕ К ЦР И ПЕРЕСЕКАЮЩИЕ ЕГО

СУБМЕРИДИОНАЛЬНЫЕ РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ

На Янмутъхоузско-Ноттинском отрезке, в районе к югу от долины р. Фудзин, к ЦР примыкает Меридиональный разлом (см. карту). Он подробно описан В. Н. Силантьевым в опубликованной работе (1963), что избавляет нас от повторения, а существенных новых данных по нему нет. Стоит лишь отметить, что ряд свит, который пересекает разлом, по новым находкам фауны получил другую оценку возраста. Так, например, в бассейне р. Эльдо-Ваку, где были показаны палеозойские отложения, теперь найдена мезозойская фауна (Иванов, 1967); в самаркинской ниже-верхнекарбонной (по Силантьеву) свите в бассейне р. Тудо-Ваку найдены линзы или глыбы (?) известняка с верхнепермскими фораминиферами (Мостовой, Старов, 1970).

Меридиональный разлом хорошо прослежен от р. Фудзин до р. Имана (около 200 км). Северное его продолжение изучено плохо. Обнажен разлом неудовлетворительно, но картируется хорошо по резкому различию соприкасающихся по нему осадочных пород. Сама зона разлома мощностью до 200 м занята брекчиями, милонитами и тектонической глиной. В обнажениях распадков правого борта долины р. Тудо-Ваку видно, что в средней части зоны находится темно-синяя вязкая тектоническая глина с включенными в нее обломками милонитов и разнообразных пород, иногда сильно рассланцеванных. Среди них встречаются породы, выходящие на поверхность далеко от данной точки. Мелкие обломки угловаты, а более крупные (размером до 30 см) — овальной, линзообразной и веретенообразной формы. Брекчии постепенно переходят (в стороны от средней части разлома) в брекчированные и рассланцеванные породы, пересеченные трещинами до 20 см ширины, заполненными тектонической глиной. Преобладают крутые (70—90°) трещины субмеридионального простирания.

Меридиональный разлом сопровождается разнообразными оперяющимися его разрывами меньших размеров и зонами трещиноватости северо-восточного и северо-северо-восточного простирания, иногда ориентированными согласно с залеганием осадочных пород. Среди оперяющих разрывов наблюдаются и пологие надвиги, как, например, надвиг, прослеженный на водоразделе р. Нотто и Малянова Ключа.

По Меридиональному разлому установлен левый сдвиг. Амплитуда перемещения определена по положению Сандагоу-Окраинского синклиория западнее и восточнее разлома и равна примерно 30—40 км. Непосредственно севернее, по перемещению контактов между различными свитами видно, что она остается прежней. Несколько меньшей амплитуда оказывается еще севернее, если ее оценивать по смещению Шетухинского разлома (восточное его продолжение — за Меридиональным разломом носит название Тахалинского).

Меридиональный разлом виден на сводной карте аэромагнитной съемки (рис. 24). Правда, сам разлом не фиксируется магнитными аномалиями, но им резко ограничены многие линейные аномалии северо-восточного простирания.

По В. Н. Силантьеву (1963), наиболее молодыми образованиями,

сдвинутыми по разлому на значительное расстояние, являются сенонские (?) вулканические толщи и граниты.

Взаимоотношение Центрального и Меридионального разломов является вопросом исключительно важным для понимания условий динамики образования разрывов, истории их развития. К сожалению, достаточно детальных прямых наблюдений в этом отношении нет, что в значительной степени объясняется плохой обнаженностью района и широким распространением здесь вулканогенных, по-видимому, син- и постразломных образований. По мнению А. П. Паклина (1963, 1964), движения по ЦР продолжались дольше, чем по Меридиональному разлому, и этими последними движениями южная оконечность Меридионального разлома была искривлена, разбита и дифференцированно смещена к северу. Суммарное смещение южного конца Меридионального разлома оценивается Паклиным в 30—40 км, а время смещения — как послепалеоценовое. Такому определению времени смещения противоречат данные полевых наблюдений, из которых видно, что по ЦР послепалеоценовых горизонтальных движений или не было, или они были весьма невелики, так как контуры распространения сенон-датской дорофеевской свиты и вулканогенных толщ зоны ЦР севернее Меридионального разлома смещены мало и в ряде случаев эти смещения могут быть объяснены вертикальными перемещениями блоков. Напротив, в зоне меридионального разлома видно, что все вулканогенные породы нарушены и сдвинуты. Амплитуда смещения наиболее молодых пород равна амплитуде смещения самых древних, что говорит об одноактном и относительно позднем движении.

Если бы Центральным разломом был пересечен Меридиональный разлом, южное продолжение последнего должно было бы находиться в Восточном блоке, сдвинутом к северо-востоку, по структурной линии, которую можно было бы принять за это продолжение, в Восточном блоке не найдено. Считая же Меридиональный разлом более ранним, но не пересеченным ЦР, а лишь примыкающим к нему, нельзя объяснить строение клина, зажатого между этими разломами. Нельзя себе представить создание такой структуры и одновременным движением по Центральному и Меридиональному разломам, так как в тылу этого клина образовалась бы область растяжения с неизбежными искажениями линий ЦР. Таким образом, непосредственные геологические данные о более позднем движении по Меридиональному разлому по отношению к ЦР согласуются со структурными соображениями. Приняв же это положение, мы неизбежно приходим к выводу и о том, что при сдвиге по Меридиональному разлому (который южнее продолжался по ЦР) Западный блок смещался на юг, так как при движении Восточного блока к северу ЦР был бы смещен по Меридиональному разлому, и следовательно, изогнут или разорван в этом месте, а этого на самом деле нет. Короче говоря, при всех вариантах движения Восточного блока к северу по Меридиональному разлому линия ЦР была бы искажена.

О природе Меридионального разлома можно высказать лишь самые предварительные соображения. По нашим представлениям субмеридиональные разрывы являются типичными структурами отрыва, заложившимися закономерно — параллельно направлению главного горизонтального сжатия. С разломами этого направления связано проникновение основной, ультраосновной и щелочной магмы. По ним, конечно, могли происходить и действительно, как мы видим, происходили смещения, в том числе и сдвиговые, и, в отдельных случаях, возможно более ранние, чем по разломам других направлений.

Из субмеридиональных разломов, находящихся в связи с ЦР, кроме только что описанного, можно указать следующие.

Субмеридионального направления разлом проходит по долине

р. Б. Сибичи (правый приток р. Арму). Он доказывается контрастностью геологического строения восточного и западного склонов долины — к западу от предполагаемого разлома распространены нижнемеловые (валанжинские с ауцеллами и более высокие слои), а к востоку — литологически резко отличающиеся от меловых, предположительно юрские отложения. Складчатые структуры, выявленные на западном и восточном склонах, также различны. Все это говорит о значительном перемещении по разлому, но характер и амплитуда его не установлены.

Субмеридиональный отрезок долины р. Имана, ниже Санчихезы, считается тектоническим. Предполагается, что этим разломом при его образовании дополнительно использованы диагональные сколовые разрывы.

Хорошо выражены морфологически субмеридиональные направления Матайского и Катенского разломов, но изучены они еще очень плохо. Отчетливо выявлена связь с ними основных и ультраосновных интрузий, образующих, правда, тела небольших размеров. Так, к Матайскому разлому приурочены массивы габбро и монзонитов, а к Катенскому ряд массивов, часть из которых имеет удлиненную согласно простирацию разлома форму, а часть изометричную. Среди них описаны габброиды, амфиболиты, перидотиты (Катенский массив, расположенный в правом борту долины р. Катен, в месте ее крутого поворота с широтного на меридиональное направление), оливиниты (правый борт долины р. Бикин). Есть данные о разновозрастности массивов. Так, О. Т. Литенко (1950) указывает на прорывание основными и ультраосновными интрузивными породами меловых отложений, распространенных в верховьях р. Тахало, а В. М. Чмырев (1962) отмечает наличие галек серпентинитов в норийских конгломератах, обнаруженных им на правом борту долины р. Бикин в районе Олонской депрессии.

ПОПЕРЕЧНЫЕ РАЗРЫВНЫЕ СТРУКТУРЫ

Для Сихотэ-Алиня характерны поперечные разрывные структуры северо-западного, реже субширотного направления, ориентированные вкрест простираения складчатых структур и продольных разрывов. Некоторые из них имеют большую протяженность, прослеживаясь от берега моря на запад за ЦР. Но необходимо сразу же отметить, что эти структуры иного характера, чем им приписывается некоторыми геологами (Берсенев, 1959, 1963; Изох, 1966, и др.). Они не влияли на условия осадконакопления доверхнемеловых стратифицированных толщ Сихотэ-Алиня и на формирование в них складчатых структур. Для всех этих осадочных комплексов отмечается значительное формационное и структурное постоянство в северо-восточном (продольном) направлении, лишь с постепенными изменениями, не зависящими от описываемых поперечных разрывов. Здесь не рассматриваются поперечные прогибы и поднятия, возникавшие неоднократно в истории развития Сихотэ-Алиня и выявленные для Западного блока (Иванов, 1964).

Важное значение поперечных структур в отношении магматизма и размещения эндогенных месторождений несомненно. Они заслуживают специального изучения, которое, кстати, намечено провести в ближайшее время.

По имеющимся данным, можно указать следующие главнейшие с юга структуры (рис. 37): Пхусунско-Янмутъхоузская, Садагинская, Квагинзинская, Тетюхинско-Ноттинская (сложная), Кхуцинско-Байдихезская, Бикинская, Единская. Среди них выделяется три типа. Первый, проявленный разрывами, картируемыми по сопровождающим их образованиям (брекчиям, милонитам и т. д.) или по перемещениям (обычно небольшим) блоков. Второй тип характеризуется проникновением по

разрывам значительных количеств магмы, представленной главным образом эффузиями и экструзиями, и выявляющийся именно по распространению этих пород. Наконец, к третьему типу можно отнести поперечные структуры, по которым произошли значительные дифференциальные вертикальные движения. Это привело к образованию или сохранению в депрессиях третичных континентальных осадочных отложений. Такие структуры могут сопровождаться (Янмутьхоузская), а могут и не сопровождаться магматизмом.

Для нашей темы особый интерес представляют те случаи, когда поперечными разрывами пересечен ЦР.

Одной из наиболее характерных и лучше изученных зон поперечных разрывов является Пхусунско-Янмутьхоузская. В общем это серия северо-западных разрывов, занимающая полосу шириной примерно 20 км, проходящая в направлении $300-310^\circ$ (это направление хорошо видно по положению долины рек Ян-Муть-Хоузы, Сандагоу — до ее поворота, Ванчину и в какой-то мере отражается на рельефе континентального склона в море), по которой внутренняя часть опущена по нескольким ступеням на 1000—2000 м и наиболее глубоко ближе к ее юго-западному краю. На северо-востоке вся структура ограничена разломом, показанным на геологических картах от Нижней Бреевки (долина Сандагоу) до бухты Пхусун. Он определен как сброс с амплитудой около 1000 м и прекрасно выражен на сводной карте аномалий магнитного поля. На ней по одной линии, почти совершенно точно совпадающей с геологически выявленным главным разрывом и ориентированной под азимутом 300° , находятся мелкие, резкие, в большинстве случаев положительные аномалии, связанные, по-видимому, с внедрившимися по разлому магнитными интрузиями (рис. 24). На юго-западе границей структуры служит эшелонированный ряд сбросов и сбросо-сдвигов.

Часть описываемой поперечной разрывной структуры, пересекающая ЦР, изображена на приложенной карте (рис. 25). В этом районе наличие третичных осадочных отложений позволяет выяснить время, в которое происходили движения по разрывам, и амплитуду перемещений. Не делая общего описания геологического строения района (оно видно на карте), остановимся на тех чертах, которые, нам кажется, необходимо оттенить. Поперечные разрывы по типу относятся к сбросам. Они высекают блоки, юго-западный край которых оказывается опущенным глубже, чем северо-восточный, то есть так же асимметричны, как и вся структура. Третичные угленосные отложения, благодаря такому перекосу блоков, моноклинално наклонены на юго-запад под углами $10-30^\circ$, редко круче. Важно отметить, что такой наклон блоков наблюдается и к западу и к востоку от ЦР.

Крайний юго-западный сброс в Западном блоке ограничен ЦР. Он имеет большую, хотя и не поддающуюся определению амплитуду, так как к юго-западу от него распространены граниты, а к северо-востоку — сложный комплекс интенсивно складчатых пород. Сброс, ограничивающий в Западном блоке третичные отложения с юго-запада, имеет амплитуду не менее 800 м, как можно увидеть на разрезе, составленном по буровым скважинам (рис. 26).

Такая же, или несколько меньшая, амплитуда сбросов Восточного блока, ограничивающих с северо-востока гранитную интрузию и с юго-запада — третичные отложения. Первый из них очень четко выражен в рельефе и хорошо дешифрируется на аэрофотоснимках. По данным В. А. Исполинова (1963), он сопровождается мощной (до 200—300 м) зоной тектонических брекчий и милонитов. Брекчии обычно крупнообломочные, сцементированные кварцем, ожелезнены. Кислые эффузивы у разлома алунизированы. Вблизи разлома находятся оловорудные месторождения и рудопроявления (Светлое, Янмутьхоузское), но истинное

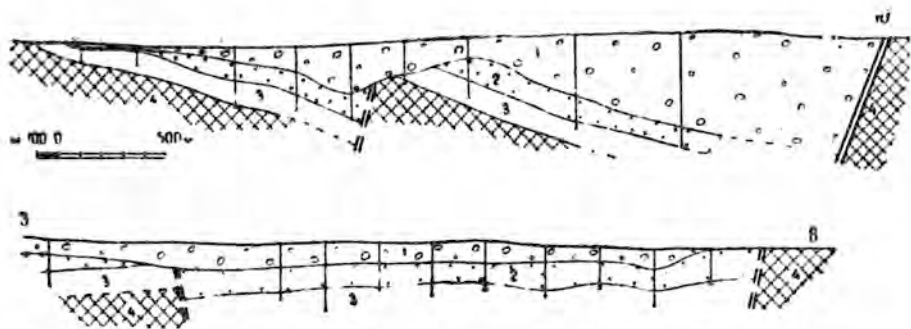


Рис. 26. Геологические профили через Березовское бурогольное месторождение. Составлены по данным поисковых и разведочных работ. 1 — валунные конгломераты, 2 — третичные песчаники, алевролиты и аргиллиты надугленосной толщи, 3 — угленосный горизонт и базальные слои, 4 — дотретичные породы

значение именно данного разлома в их образовании неясно. Амплитуда вертикального перемещения оценивается в 450—500 м.

Разрыв, ограничивающий с юго-запада третичные угленосные отложения, также является сбросом. Он установлен тем фактом, что непосредственно у контакта с дотретичными породами одна из скважин прошла более 170 м по третичным отложениям, не встретив их подошвы. Этот разрыв изучен плохо. Существует два мнения о его отношении к валунно-галечниковым третичным отложениям. По одним данным, он их срезает, по другим — перекрыт ими. По-видимому, первое представление правильное, а факты, говорящие о перекрытии его валунно-галечниковым материалом, объясняются размывом и переотложением третичных пород уже в четвертичное время.

Разрез третичных отложений представляется следующим (по Э. Г. Стромберг, 1955):

1 — базальный слой из слабосцементированных брекчий и конгломератов, мощностью до 100—150 м;

2 — угленосный горизонт, состоящий из песчаников, туфопесчаников, алевролитов, аргиллитов, прослоев конгломерата, пластов бурого угля (до 7) мощностью до 100—150 м;

3 — аргиллиты и алевролиты с прослоями туфогенных песчаников мощностью 40—55 м;

4 — туфогенные песчаники мощностью 20—25 м;

5 — аргиллиты и алевролиты мощностью 40—50 м;

6 — валунно-галечниковые отложения со слоями слабосцементированных конгломератов, конгломерато-брекчий и с прослоями рыхлых ожелезненных песчаников, алевролитов мощностью 500 м и более.

Отпечатки растений из угленосного горизонта указывают на олигоценый возраст, поэтому он параллелизуется с эоцен-олигоценовой угловской свитой. Возраст валунно-галечниковых отложений не определен, а считать их синхронными суйфунской свите, как это делается некоторыми геологами, достаточных оснований нет. В обломках находятся кварциты, роговики, кварцевые порфиры, фельзиты, порфириты, другие эффузивные и дайковые породы, граниты, гранодиориты, алевролиты, сланцы, песчаники, кремни, кварц, гравелиты. Отчетливо видна непосредственная связь состава обломочного материала с составом близлежащих дотретичных пород.

По генетическому типу угленосных эоцен-олигоценых отложений, постоянству их стратиграфического разреза и состава на всей площади распространения в Янмутьхоуэзской депрессии, а также большому сходству этого разреза с разрезами в удаленных районах, можно сделать

предположение о накоплении их на больших площадях широких равнин и, во всяком случае, не в пределах узкого грабена, где они сейчас залегают. Следовательно, можно считать, что ограничение эоцен-олигоценых отложений сбросами произошло после их накопления.

Напротив, валунно-галечниковые отложения являются типичными приразломными, создавшимися на месте за счет разрушения поднимавшихся блоков и сгущения обломочного материала в грабенах. Часть разрывов оказывается погребенной этими отложениями (рис. 26). Есть указание на то, что в некоторых случаях сбросами затронуты только нижние части валунно-галечниковых отложений, в других — вся толща.

Значительных дифференцированных движений в четвертичное время не происходило, так как в широкой долине р. Ян-Муть-Хоузы мощность отложений этого времени не велика — 8—12 м, редко, и то в местах возможного переотложения третичных осадков, до 30 м.

С поперечными разрывами данного района связаны магматические проявления. Они отмечаются еще в эоцен-олигоцене слоями туфов и туф-фитов. Кислые (более ранние) и основные лавы, приуроченные к этим разрывам, распространены на водоразделе рек Муты, Ванчина Угольного и ручья Безымянного. Они залегают выше угленосной толщи и возможно моложе валунно-галечниковых отложений, но их непосредственное взаимоотношение не установлено.

Расположение месторождений и рудопоявлений отчетливо указывает на то, что с описываемой зоной поперечных разломов связаны месторождения и рудопоявления олова, вольфрама, молибдена, полиметаллов, золота. Большинство из них приурочено к разломам, ограничивающим зону с северо-востока и юго-запада. Все они практически, за исключением единичных незначительных рудопоявлений, находятся в Восточном блоке. Имеющиеся данные по возрасту оловорудной минерализации в общем согласуются с представлениями о развитии зоны поперечных разрывов. Действительно заложение и развитие ее можно отнести к палеогену. К этому же времени относится и главная оловорудная минерализация (А. С. Назарова и др., 1969). Все же необходимо оговориться, что здесь же, по-видимому, находятся рудопоявления и месторождения, связанные с продольными разрывами (например, Юбилейное и некоторые другие), образовавшимися в позднем мелу. Не исключена, однако, мобилизация рудных элементов, проникших в позднем мелу по продольным разломам, процессами, связанными уже с развитием поперечных структур. Эти процессы могли иметь особенное значение там, где рудоносные продольные разломы пересечены поперечными разрывами, по которым двигались растворы.

Описанная поперечная структура несомненно моложе ЦР и пересекает его, но в его пределах ранние продольные разрывы в ряде случаев ожили. Это доказывается очевидным тектоническим субмеридиональным ограничением угленосных отложений в низовьях р. Угольной (рис. 26), образованием продольного горстоподобного поднятия, разделяющего западную и восточную части Янмутьхоузской депрессии. Вместе с тем совершенно ясно, по закономерному положению западной и восточной площадей третичных отложений на одной линии северо-западного простирания, пересекающей ЦР, что сколько-нибудь заметных горизонтальных смещений по ЦР не было со времени начала образования грабена. Сходство же эоцен-олигоценых разрезов западной и восточной площадей их распространения говорит за то, что значительных сдвиговых движений не было уже с эоцена.

Садагинская структура (рис. 37) проходит параллельно описанной по азимуту 300° до ЦР. Она является как бы оперяющей Пхусунскую крупную тектоно-вулканическую структуру, отходя от ее центра в виде полосы сплошного распространения вулканических пород с многочислен-

ными интрузивными и экструзивными массивами и остатками вулканических аппаратов.

Следующая к северу — Квангинзинская поперечная структура проявлена широким распространением вулканических пород в узкой полосе северо-западного (305°) простираения, отходящей от стыка Пхусунской и Владимирской вулкано-тектонических структур — «гигантских полукальдер», и прослеживаемой за ЦР. Изучена структура недостаточно.

Тетюхинско-Ноттинская сложная структура расположена еще севернее, охватывая район от Кинцухинской до Пластунско-Орочонской структуры. Она выделяется широким распространением вулканических пород, прослеживаемых за ЦР и занимающих здесь всю его зону. Для нее характерно развитие северо-западных и субширотных разрывов, наличие многочисленных крупных и мелких, удлиненных и округлых вулкано-тектонических построек, разнообразных — кислых, средних, щелочных и основных интрузивных и субинтрузивных массивов. Простираение всей структуры примерно 300° , но внутри нее можно видеть различно ориентированные вулкано-тектонические структуры — от субширотных (Куэнца-Березовская структура) до простирающихся по азимуту 320° (Кинцухинская), а в зоне ЦР, подчиняющиеся его направлению (см. описание Янмутьхоузско-Ноттинского отрезка).

Для нас значительный интерес представляет Куэнца-Березовская структура, ограничивающая рудное поле месторождения Дальнего с юга, так как здесь можно увидеть ее взаимоотношение со складчатыми и разрывными структурами, а также с рудными зонами, в районе, расположенном относительно близко к ЦР.

Терригенная мезозойская толща смята здесь в тесно сжатые линейные складки северо-восточного ($40-60^\circ$) простираения, в большинстве случаев наклоненные на северо-запад и иногда осложненные разрывами, поверхности которых субпараллельны осевым плоскостям складок, то есть падают на юго-восток. По направлению к ЦР простираение складок становится ближе к субмеридиональному, появляются многочисленные разрывы соскладчатого простираения, пересекающие всю структуру на пластины таким образом, что сами складки становятся пластообразными телами (см. описание отрезка). Таким образом, Куэнца-Березовская структура является резко дискордантной.

На месторождении Дальнем выяснено, что эта структура ограничена на севере разломом, по которому во многих местах проникли дайки кислого состава. По данным В. П. Соляникова, на всем протяжении этого разлома отмечена прерывистая полоса тектонитов, идущая вдоль него в осадочных породах. Мощность зоны тектонитов до 50 м. Это сильно смятые будинированные породы, разбитые большим количеством различно ориентированных трещин. На самом контакте обнаружена тектоническая глина мощностью 20—30 см. Поверхность разлома падает на юг под углами $60-87^\circ$, изредка положе — до 30° , в одном месте установлено крутое падение на север. По данным В. П. Соляникова, в эффузивных породах тектонитов не наблюдалось, но Б. К. Сорокин задокументировал в штольне № 13 в эффузивах, недалеко от их контакта с осадочными породами, многочисленные разрывы, часто со сдвиговыми, иногда со взбросовыми смещениями, участки значительного развальцевания и расланцевания пород. Задокументированы также характерные разрывы с азимутом падения 200° под углом 60° и субпараллельная флюидалность — азимут падения 220° угол 65° . В. П. Уткиным сделаны наблюдения по этому разлому в полувыемке дороги на левом борту долины Ключа Соловьева (рис. 27).

Здесь следует отметить некоторые моменты, имеющие значение для решения вопроса о происхождении структуры. Осадочные породы на контакте причудливо гофрированы и разбиты многочисленными нару-

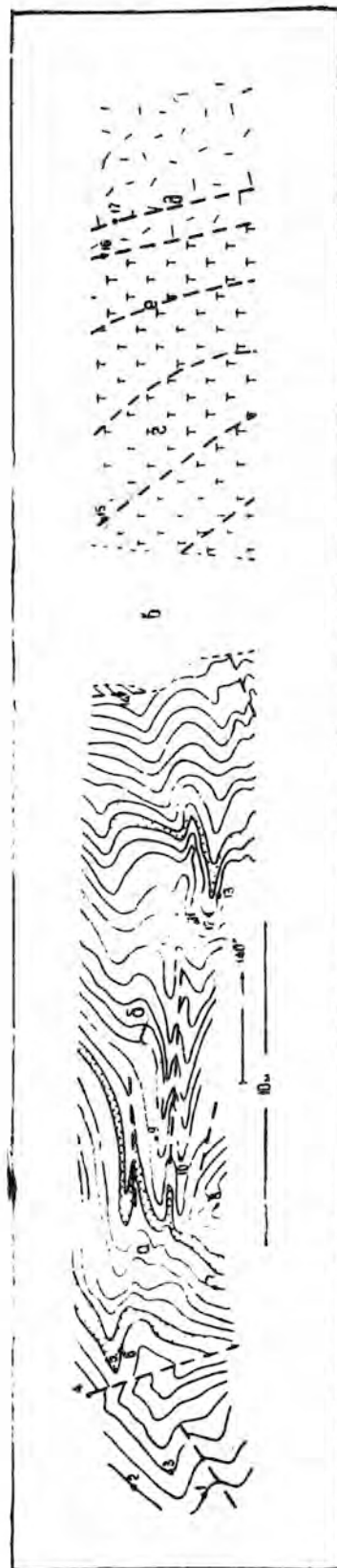


Рис. 27. Контакт вулканических и осадочных пород на юге Рудного поля месторождения Дальнего (левый борт Кп. Соловьева): а — алевриты и сланцы, б — песчаники, в — необнаженный участок, в свалах сильно окварцеванные брекчи, представленные обломками осадочных пород (песчаников), сцементированными туфовым материалом, г — туфы, д — кварцевые порфиры, е — разрывы; точками показаны места замеров азимутов и углов падения — 1—240°, 20°; 2—320°, 55°; 3—270°, 30°; 4—170°, 50°; 5—80°, 10°; 6—180°, 45°; 7—310°, 50°; 8—160°, 70°; 9—350°, 10°; 11—340°, 40°; 12—80°, 10°; 13—180°, 25°; 14—240°, 85° (штрихи — 230°, 20°); 15—200°, 40°; 16—220°, 70—80°; 17—230°, 85° (штрихи — 200°, 70°)

шениями. Тектонический рисунок указывает на давление с юга, то есть со стороны тектоно-вулканической структуры. В вулканических породах обнаружены многочисленные разрывы с крутым ($70-85^\circ$) падением на юг, со штрихами, ориентированными по падению (рис. 28) и указывающими на движение взбросового типа. Такой характер разрывов и движений по ним позволяет предполагать, что их образование не связано с общим горизонтальным сжатием, а вызвано давлением, ориентирован-



Рис. 28. Поверхность разрыва в диоритах (месторождение Дальнее). На поверхности грубые борозды и штрихи, указывающие на взбросовый тип смещения. Азимут падения поверхности сместителя 220° , угол 70° (колл. автора)

ным из области магматического очага — снизу и от центра тектоно-вулканической структуры*. Субпараллельность этих разрывов с флюидальностью указывает на их образование в условиях одного и того же поля напряжения, в значительной мере связанных с внешней рамой. Последнее подтверждается соподчиненностью этих элементов с ограничивающим структуру разломом. Вязкая кислая магма, выжимаемая «вверх и в стороны под большим давлением, могла привести к значительным деформациям контактирующих с ней осадочных пород и ранее застывших

* Можно допустить образование таких взбросов и при давлении со стороны «рамы» в слабовязкой магме, в момент ее проникновения к поверхности, но это маловероятно, так как каналы для проникновения магмы в таких условиях оказались бы закрыты — сжаты.

вулканических образований. Частично дайки также могут оказаться не столько прорывающими, сколько выдавленными по трещинам. В. П. Соляников описал (1963) одну из даек, образование которой он представляет как «вжимание» пластичной (слабовязкой) туфовой массы.

Вместе с тем необходимо учесть, что многие подобные деформации осадочных пород — зоны рассланцевания, будинажа, гофрировки, находящиеся у контакта с вулкано-тектоническими структурами, — может быть, являются более ранними, а их территориальное совпадение естественно в тех случаях, когда вулкано-тектонические структуры использовались, при своем возникновении, уже существовавшие ослабленные зоны. Это подтверждается тем, что такие субширотные зоны известны вне связи с вулкано-тектоническими структурами, например, на месторождении Дальнетаежном.

Взаимоотношение вулкано-тектонической структуры с рудными зонами месторождения Дальнего осталось недостаточно ясным. При приближении к контакту с вулканическими породами рудные тела выклиниваются и расщепляются, то есть четкого пересечения их здесь нет. Однако какие-то рудные небольшие жилы оказываются вовлеченными в зону развальцевания и будинажа. Небольшие рудопроявления находятся и внутри эффузивов, но в общем вулкано-тектоническая структура в данном районе практически безрудна.

Можно предположить, что субширотная зона рассланцевания, будинажа, надвигания в осадочных породах сформировалась одновременно с возникновением новых (главным образом меридиональных — растяжения и северо-восточных — сколовых) и приоткрытием некоторой части ранее существовавших (соскладчатых) трещин при меридионально ориентированном горизонтальном сжатии. Меридионального и северо-западного простираения трещины были проводниками и вместилищами для магмы (дайки преимущественно основного и среднего состава) и руды (см. специальный раздел, посвященный системам трещин). При последующем снятии (прекращении, ослаблении) меридионального сжатия по широтным ослабленным зонам произошло растяжение и проникновение кислой магмы, а затем и гидротермальных, но бедных рудными элементами растворов к поверхности. Этот процесс мог проходить пульсационно с неоднократным возобновлением и последующим снятием меридионального сжатия.

Кхуцинско-Байдихезская структура связана с «гигантской полукальдерой», сложенной в основном кислыми вулканическими породами и прорывающими их, главным образом, кислыми же интрузиями и субинтрузиями. Она отходит в северо-западном (295°) направлении в виде узкого «залива» вулканитов, а далее по этому же направлению прослеживаются разобщенные поля эффузивов и их туфов среднего и кислого состава, а также мелкие плутонические и субвулканические массивы. Эти образования распространены к северо-западу до ЦР и проникают в его зону, но здесь они подчинены северо-восточным структурным направлениям.

Бикинская структура выражена в виде депрессии, выполненной трещинными континентальными отложениями. Она ориентирована по азимуту около 290° . Прямой связи с этой структурой вулканических пород не наблюдается.

Единкинская (Единкинско-Бикинская) структура имеет несколько иное, чем другие, направление — 70° . Она также отходит от крупной и сложной тектоно-вулканической постройки вулканического пояса, сложенной главным образом эффузивами и туфами среднего, реже кислого состава и многочисленными интрузивными, субинтрузивными массивами и вулканическими аппаратами. Положение структуры определяется находящимися на одной прямой линии изолированными вулканическими

покровами, вулканическими аппаратами, интрузивными и экструзивными массивами. ЦР эта структура, по-видимому, не пересекает.

Выше несколько раз говорилось о прибрежных тектоно-вулканических структурах — сложных постройках типа крупных или гигантских «полукальдер». Они не имеют прямого отношения к теме, рассматриваемой в настоящей работе, но поскольку ранее были лишь упомянуты (Иванов, 1967) и по существу выделяются впервые*, необходимо хотя бы кратко обосновать их выделение. На карте аномального магнитного поля (рис. 24), в прибрежной области, на ровном монотонном отрицательном фоне, отчетливо выделяются участки сложного знакопеременного поля с многочисленными мелкими изометричными положительными аномалиями неправильной формы. Эти участки имеют четко выраженные дугообразные опрания со стороны материка, а с юго-востока обрезаны берегом моря, так что на суше остается менее половины круга. Местами видно, по характеру магнитного поля, как один из таких участков частично накладывается на другой. Размеры участков в поперечном направлении — десятки километров, а вдоль берега — от десятков километров до сотни и даже более.

Рисунок, который мы видим на карте магнитного поля, изумительно точно отражает геологическое строение. Выделенные участки соответствуют центрам мезо-кайнозойской вулканической деятельности вулканического пояса Сихотэ-Алиня. Они почти целиком заняты изверженными породами (иногда внутри оказываются блоки геосинклинальных осадочных отложений), образующими сложную постройку из разнообразных вулканических и вулканотектонических структур. Дугообразные ограничения участков подчеркиваются с северо-запада разрывами и следующими по дугам рядами (цепочками) экструзивных массивов и вулканических аппаратов, а к их центрам обычно приурочены большие плутоны или группы сближенных массивов.

На карте аномального магнитного поля и схеме размещения рудных зон (рис. 24, 37) нами выделены следующие (с юга) из этих центров вулканической деятельности, которые можно назвать «гигантскими полукальдерами» или «вулканощирками» — Пхусунский, Владимирский (частично перекрывающий первый), Пластунский и край Амгуинского. А севернее площади, изображенной на этих иллюстрациях, намечается наиболее крупный — Единский (рис. 40).

* Дугообразные разрывы (с выпуклостью дуги к северо-западу) в Сихотэ-Алинском вулканическом поясе отмечались неоднократно. Интересные сведения по этому вопросу содержатся, например, в статье Р. Е. Остроумова (1963).

СИСТЕМЫ ТРЕЩИН

Нами изучались системы трещин в породах, рудные зоны и жилы и дайки рудных полей.

Для систематизации материалов по трещиноватости пород были использованы данные из первичной документации съемочных партий и в незначительной степени — результаты своих наблюдений. Обработаны тысячи замеров, к сожалению во многих случаях неполноценных, так как отсутствуют сведения о характере плоскостей и следах движений. Диаграммы строились на равноплощадной сетке Шмидта, отдельные для осадочных, эффузивных и интрузивных пород. Вся эта работа пока что лишь подтвердила справедливость сказанного Л. У. де Ситтером (1960) — «Данные о трещиноватости тектонически сложных областей в большинстве слишком многообразны, чтобы их можно сколько-нибудь подробно интерпретировать». Мы не можем сейчас сделать определенных выводов об общей закономерности во взаимоотношении трещиноватости пород и ЦР, хотя, как уже частично указывалось при описании отрезков, местами она отчетлива — системы трещин, ориентированных вкрест простирания структурных дуг, образованных при левом смещении по ЦР (Судзухинский отрезок); усложнение систем трещин в осадочных породах в Восточном блоке, в связи с более сильной его деформацией; системы субпараллельных ЦР трещин.

С целью выявления элементов закономерности в пространственном положении рудных зон и жил по отношению к ЦР и другим структурам была проделана следующая работа.

По рудным полям месторождений составлены розы, на которых показаны простирания рудных жил и зон с пересчетом на суммарную длину данного простирания. Эти диаграммы, сильно уменьшенные для удобства, помещены на схему (рис. 29), где количественная разница в протяженности жил между отдельными рудными полями уже не учтена. По главнейшим месторождениям были составлены диаграммы распределения запасов по векторам.

Анализ полученных данных позволил нам сделать некоторые выводы, но, по-видимому, возможна и иная их интерпретация.

Для Восточного блока, прежде всего, бросается в глаза сходство роз диаграмм многих, особенно крупных месторождений, несмотря на их разновозрастность и различное геологическое положение. Наиболее отчетливо выражены следующие простирания: субмеридиональное, субпараллельное ЦР, субпараллельное простираанию вмещающих пород, поперечные к простираанию складчатых структур. Рассмотрим эти направления подробнее.

Субмеридиональное направление (чаще всего в секторе 355—5°, лишь редко — от 350 до 10°), лучше всего видно на месторождениях Звездном, Тигрином, Трапещин, Тернистом, Забытом, Зимнем, Дальне-таежном, Лысогорском, Ивановском, Обычном, Дальнем, Даданцинском, Смирновском, Заявочном, Нижнем, Юбилейном, Хрустальном и на многих других. К этому же направлению приурочены и значительные запасы металлов. Так, например, подавляющее количество запасов олова на месторождениях Зимнем, Хрустальном и Юбилейном, значительные

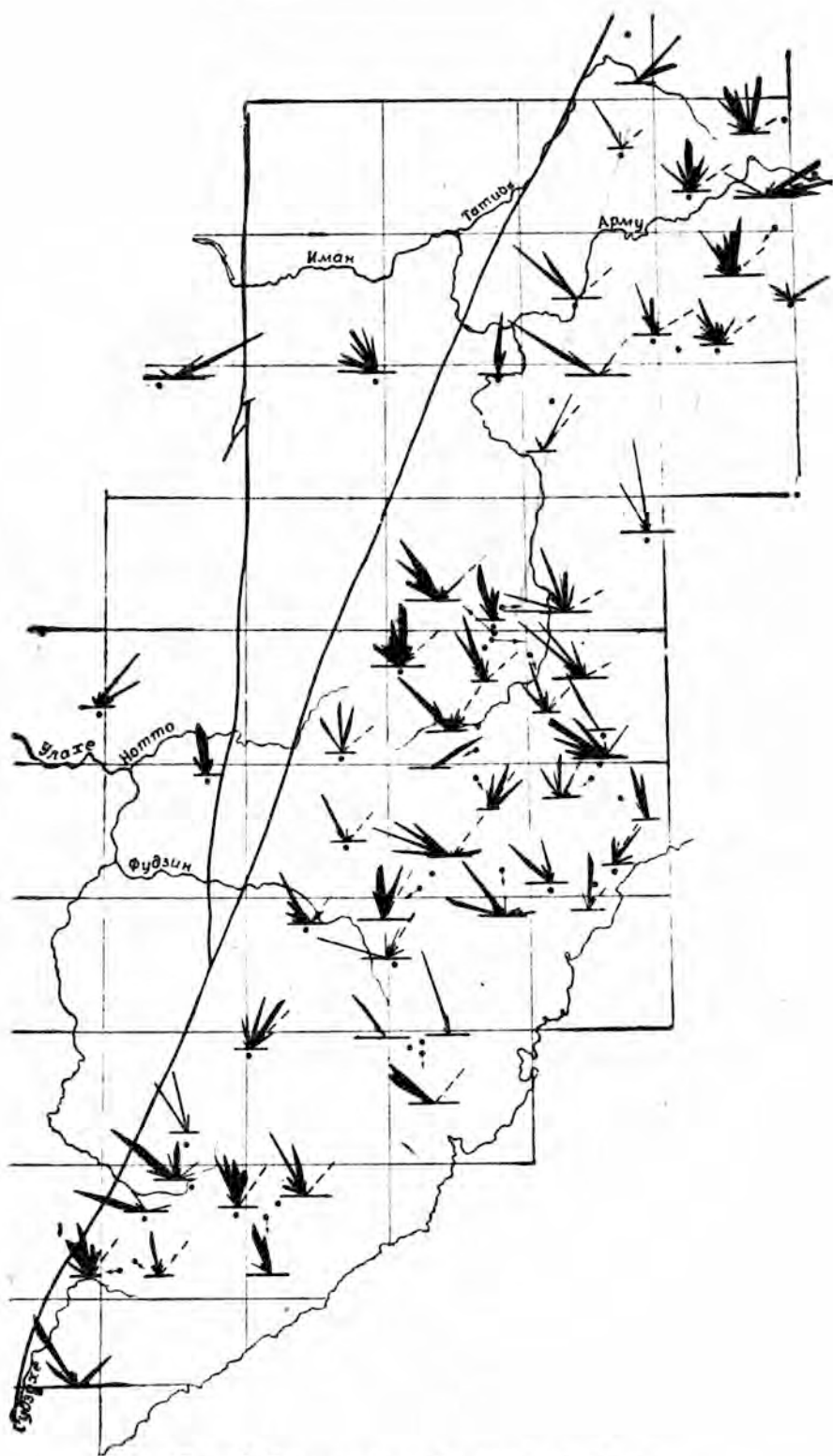


Рис. 20. Розы простираний рудных зон и жил

запасы на Дальнетаежном, почти треть запасов олова и почти половина свинца и цинка на Дальнем связаны с зонами и жилами этого направления. По разрывам этого направления местами отмечены левые сбросо-сдвиги. На Дальнетаежном месторождении ими смещены дайки кварцевого порфира, а сами они заполнены порфиристыми дайками и рудой. Установлено, что движения по ним происходили неоднократно, но последние рудные незначительны.

Направление, субпараллельное ЦР, выражено менее отчетливо, но характерно для большинства рудных полей. Лучше оно заметно на месторождениях Трапезии, Забытом, Горном, Дальнем, Ветвистом, Верхнеманском, Даданцинском, Смирновском, Тумбайцинском, Хрустальном, Верхнефудзинском, Фурмановском, Фасольном, Юбилейном. Оно проявлено и вблизи и вдали от ЦР. Концентрация металлов в трещинах этого направления в большинстве случаев слабая, но на некоторых месторождениях главные запасы сосредоточены в зонах именно такого простирания. Примерами субпараллельных ЦР разрывов на рудных полях могут служить разрывы, выявленные на месторождении Дальнем. Так, один из них прослежен на северо-западном фланге поля на штольневых горизонтах. Он простирается по азимуту 30° и падает на северо-запад под углом 75° . Разрыв документируется зоной интенсивно рассланцеванных, будинированных пород мощностью 5—10 м, в которой наблюдается серия субпараллельных зеркал скольжения с хорошо выраженной горизонтальной штриховкой. По разрыву произошел послерудный левый сдвиг. Другой разрыв простирается по азимуту $25-30^\circ$ и падает на юго-восток под углом $60-70^\circ$. Он сопровождается зоной дробления и рассланцевания мощностью 2—3 м, ограниченной трещинами с тектонической глиной и зеркалами скольжения. В штольне № 7 кварцполевошпатовые прожилки с касситеритом секутся трещинами северо-восточного простирания (азимут простирания 30° , падение юго-восточное под углом 60°) и смещаются на 10—15 см. Северо-восточные трещины выполнены родохритово-сульфидными прожилками.

Направления, субпараллельные простиранию слоев осадочных пород, в общем не характерны и являются скорее исключениями. К такому исключению прежде всего относится месторождение Восток-2, где скарново-сульфидная вольфрамоносная залежь, заместившая известняки, субсогласна простиранию их слоя. Субсогласные рудные зоны имеются на Октябрьском, Лифудзинском, Арминском, Туэнгинском, Куалинском, Южном, Смирновском и некоторых других месторождениях.

Для того, чтобы сопоставить между собой северо-западные направ-

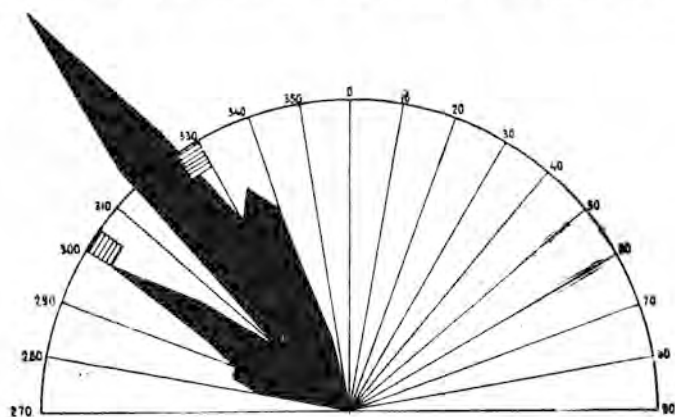


Рис. 30. Диаграмма простираний рудных зон и жил, поперечных к складчатым структурам. Объяснение в тексте

ления (то есть поперечные к простиранию складчатых структур) разных рудных полей, нами была составлена диаграмма, на которой простирания слоев осадочных толщ были совмещены на одну линию условного среднего простирания — 45° , а лучи роз соответственно повернуты. При этом учитывалась лишь частота встречи тех или других направлений (брались только ясно выраженные), а количественное соотношение между разными рудными полями не учитывалось. На этой диаграмме (рис. 30) достаточно отчетливо выявляется три направления, закономерно расположенные между собой и по отношению к простиранию слоев осадочных пород.

Одно из этих направлений, занимающее сектор $310-325^\circ$ и имеющее резко выраженный пик — 320° , ориентировано почти точно под прямым углом к простиранию осадочных пород — пик отклоняется всего на 5° к северу. С этим направлением, несмотря на его большое развитие, связаны лишь незначительные запасы металлов. Трещины на рудных полях изучены недостаточно, но все же можно считать, что по этому направлению развивались трещины отрыва, которые нередко хорошо видны непосредственно в обнажениях и на образцах (рис. 31).



Рис. 31. Поперечные трещины растяжения в прослое песчаника внутри алевролитов (валанжин). Левый борт долины р. Тарги, недалеко от ее устья (колл. автора)

Два других направления являются диагональными и почти симметрично расположены по отношению к первому. Одно занимает сектор $280-310^\circ$, с хорошо выраженным пиком 300° , другое — с менее резким пиком — занимает сектор $325-345^\circ$, главным образом $325-335^\circ$. По этим направлениям, по-видимому, образовались сколовые трещины. Они характеризуются, например на Дальнетаежном месторождении, как крутопадающие ($70-89^\circ$) на юго-запад, с зеркалами скольжения, со сбросо-сдвиговыми смещениями до 20 м. Очень характерно, что именно к ним приурочены главнейшие запасы металлов. Так, к зонам и жилам сектора $300-310^\circ$ приурочено больше трети запасов олова и больше половины свинца и цинка месторождения Дальнего, значительные запасы месторождений Дальнетаежного, Нижнего и ряда других. Необходимо иметь в виду, что это направление совпадает с направлением поперечных зон растяжения (см. выше их описание) и, может быть, часть рассматриваемых рудных тел и запасов металлов контролируется трещинами, возникшими при образовании именно этих структур. К направ-

лению 325—330° относятся запасы месторождений Зимнего, Тернистого, большая часть запасов Дальнетаежного, почти треть запасов Дальнего и некоторых других месторождений. На диаграмме, кроме того, видно, что главные запасы металлов (они на диаграмме заштрихованы), расположены еще симметричнее, чем зоны и жилы, по обе стороны от линии, перпендикулярной к простиранию складчатых структур, в 10—15° к югу и северу от нее.

Выявленная закономерность ориентировки поперечных трещин говорит о несомненной зависимости системы их от складчатых структур. Важно отметить, что та же закономерность характерна (во всяком случае, в ряде мест) и для трещин, находящихся в вулканических и вулканогенно-осадочных образованиях верхнего, надскладчатого яруса. Это объясняется или унаследованностью прежних направлений при повторных деформациях, или возникновением таких полей напряжений, при которых создается сходный рисунок трещин. Достоверные сведения о направлении и углах наклона рудных зон и жил имеются далеко не для всех месторождений. По имеющимся данным трудно сделать какие-либо выводы, кроме одного, а именно, что большинство из них наклонено круто — 60—80°.

Есть месторождения, на которых направление падения рудных тел постоянно. Это характерно для Тигриного, Ивановского, Дальнего месторождений, где замерены преимущественно восточные и северо-восточные падения, или для Звездного, Ветвистого, Кисинского, где преобладают тела, наклоненные на запад и юго-запад. На других месторождениях отмечены разнообразные направления падения зон и жил. Из таких можно указать Туэнгинское, Кирилловское, Талингоу и другие. Известны случаи изменения направления падения жил на глубине. Так на Дальнетаежном месторождении преобладают крутые падения, преимущественно в западных румбах, но отдельные жилы (Абая, Обычная) на глубине меняют направление падения на северо-восточное. Не выделяются сколько-нибудь отчетливо и районы с господствующим направлением падения рудных тел, исключая, может быть, лишь приразломную часть Восточного блока, где как будто преобладают восточные крутые наклоны. Связано ли это с перекосом всего блока (большим его опусканием у ЦР) или с другими причинами, остается не ясным.

Диаграмм рудных трещин месторождений Западного блока недостаточно для выяснения общих элементов закономерности, но хорошо видно, что они различны между собой и с диаграммами Восточного блока. Обращает на себя внимание лишь диаграмма рудного поля месторождения Сланцевого, главный пик на которой субпараллелен Меридиональному разлому (этим она все же похожа на диаграммы Восточного блока), вблизи которого оно находится.

На рудных полях широко распространены различные по составу и по времени образования дайки. По составу выделены спессартиты, базальтовые, диабазовые и диоритовые порфиры и разнообразные кислые породы. Установлены дорудные, интратрудные и послерудные дайки. Главное значение имеют порфиры, кварцевые порфиры и фельзит-порфиры.

Для даек различного состава построены диаграммы простирания с пересчетом на их длину по тому же принципу, как и для рудных жил. Как видно из этих диаграмм (рис. 32), дайки основного и среднего состава занимают системы трещин, резко отличные от вмещающих кислые разновидности. При этом первые расположены значительно закономернее. Закономерность выражается в следующем. Как и для рудных жил и зон отчетливо видно два главных направления — субмеридиональное и поперечное к простиранию складчатых структур. Другие направления проявлены очень слабо или совсем не проявлены, за исключением суб-

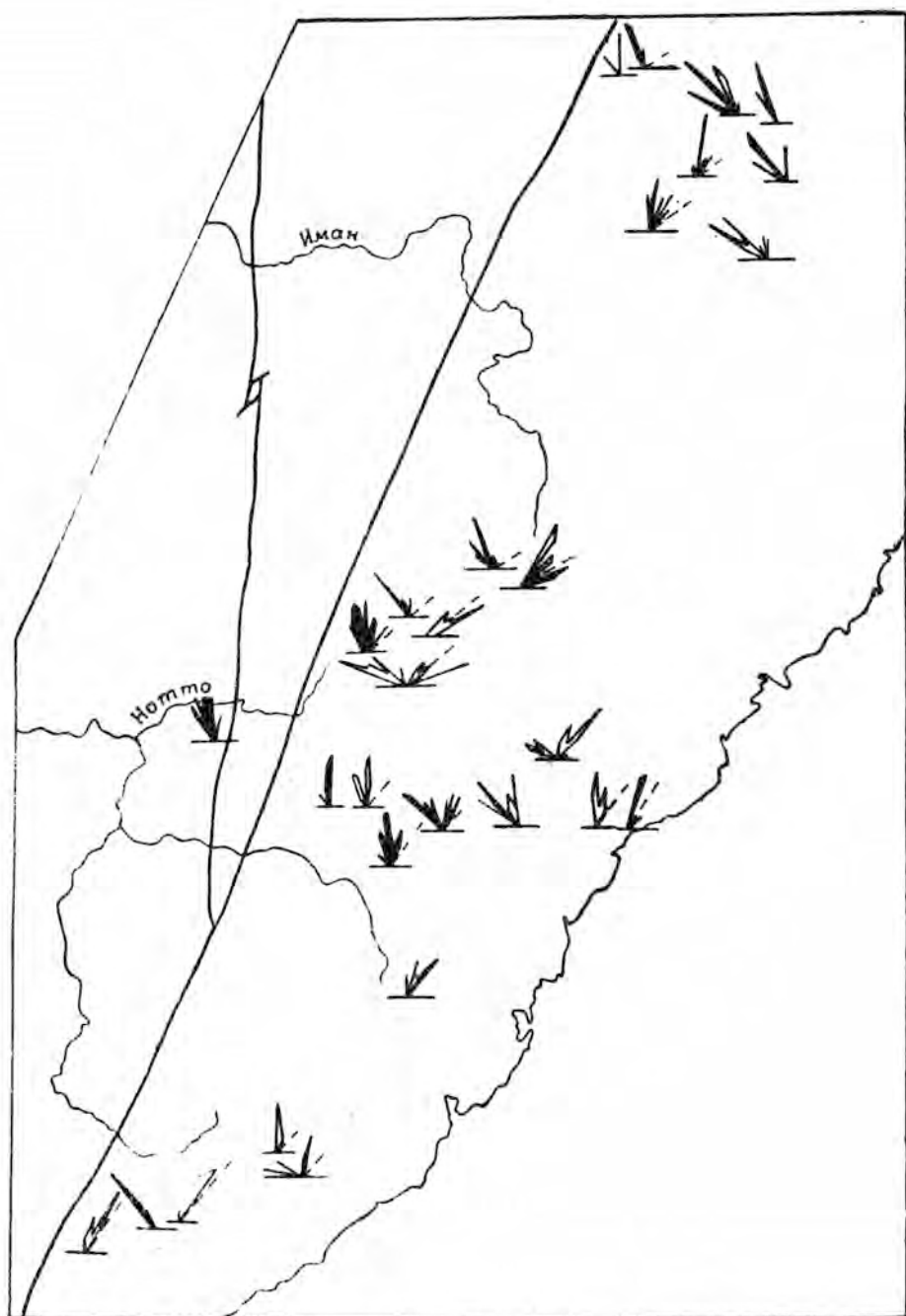


Рис. 32. Розы простирания даек на рудных полях. Черным показаны дайки основного и среднего состава, кислые — не заштрихованы

широтного — на рудном поле Восток-2. Не только дайки, но и интрузивные массивы на рудных полях подчиняются этим направлениям. Так, например, в бортах долины Ключа Дальнего группа мелких кварц-диорит-порфириновых тел расположена в полосе, вытянутой в общем суб-меридионально.

Для поперечных к складчатым структурам направлений порфирито-

вых даек была построена диаграмма с совмещением простирания слоев осадочных пород на одну условную линию 45° , так же как для рудных зон и жил, но в данном случае был сделан пересчет на протяженность зон отдельных рудных полей (рис. 33). Для месторождения Восток-2 составлена самостоятельная диаграмма, так как длина даек на нем превышает длину других рудных полей на порядок цифр. Эта диаграмма сходна с общей для остальных рудных полей, но здесь главным оказалось направление $325-330^\circ$, то есть диагональное, отклоняющееся от линии перпендикулярной к простиранию слоев на $10-15^\circ$ к северу.

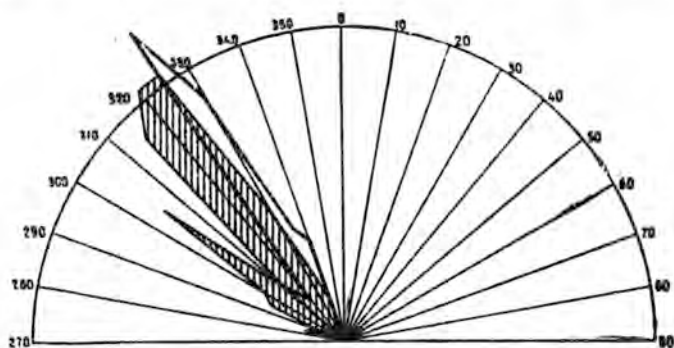


Рис. 33. Сводная роза простираний даек пород основного и среднего состава для рудных полей. Для В-2 роза показана одной линией

Как хорошо видно на диаграмме, направления трещин, занятых порфиритами, оказываются исключительно близкими к направлениям рудных трещин. Отчетливо выражен пик $300-305^\circ$, отклоняющийся к югу на $10-15^\circ$ от линии, перпендикулярной к простиранию складчатых структур (по-видимому, это сколовые трещины), и мощный луч в секторе $315-335^\circ$, то есть строго соответствующий этой линии и захватывающий сектор в 20° к северу от нее. Так же, как и для рудных жил, в этом секторе, возможно, заключены трещины отрыва, параллельные главному напряжению при образовании складчатых структур, и трещины скола, отклоняющиеся от этой линии на $10-15^\circ$ к северу.

Такая закономерность указывает на проникновение рудных растворов и порфириновых даек в трещины одного и того же направления, то есть при сходных полях напряжения. Это совпадает с известными данными для многих месторождений, где выявлена интродурдность порфириновых даек.

Для спессартитов (например, дорудных—месторождения Дальнего) и базальтовых порфиритов (Восток-2) более выражены субмеридиональные направления.

Дайки кислого состава встречаются в трещинах самого различного направления, на некоторых рудных полях господствует субмеридиональное (Тумбайцинское, Ахобинское). Широко распространено направление грубо субсогласное с простиранием складчатых структур (Юбилейное, Довгалево-Горбушинское, отчасти Дальнее и др.). Известны, но не характерны кислые дайки, поперечные к простиранию слоев осадочных пород (Звездное, Тернистое, Дальнее, Тумбайцинское). В общем эти дайки занимают трещины, образовавшиеся или расширившиеся, в большинстве случаев, при другом поле напряжения, чем трещины, занятые рудами и порфиритами. В соответствии с этим находятся и установленные на разведанных месторождениях факты дорудного или послерудного и лишь редко интродурдного образования кислых даек.

В заключение данной главы сделаем некоторые общие выводы об элементах закономерности размещения рудных жил, зон и даек по отношению к складчатым структурам и ЦР.

1. Выявлено некоторое различие систем рудных трещин Восточного и Западного блоков (правда, материалов по Западному блоку мало).

2. Напротив, хорошо видно сходство диаграмм ориентировки рудных тел и даек на месторождениях в пределах всего Восточного блока.

3. Отчетливо проявлена концентрация руд в двух главных направлениях — субмеридиональном и северо-западном. Эти же направления характерны для порфиритовых даек. При этом иногда наблюдается смена господствующей ориентировки рудных жил на глубине, например, с меридиональной на поверхности — на северо-западную, глубоких горизонтов (Хрустальное).

4. Субмеридиональное направление соответствует трещинам, образовавшимся, параллельно линии главного меридионального сжатия, неоднократно возникавшего в истории геологического развития Сихотэ-Алиня. Это наиболее глубокие трещины, с которыми связано проникновение ультраосновной и основной магмы. По трещинам этого направления легко проникали растворы, в них же часто происходила концентрация рудных элементов.

5. Меридиональному сжатию обязаны своим происхождением ЦР, субпараллельные ему трещины и субширотные разрывы. Но эти каналы были проницаемы для магмы и рудных растворов только в периоды снижения или прекращения сил меридионального сжатия, когда под влиянием сил упругого последействия (упругого снятия сжатия) происходило их расширение.

6. Рудные трещины и дайки северо-западного простирания, как показали сделанные построения, закономерно связаны со складчатыми структурами, и, следовательно, можно предположить, возникли при складчатых деформациях, то есть при главном сжатии, ориентированном в направлении юго-восток — северо-запад. Но их обновление, расширение (вообще даже и возникновение) могло происходить и при меридиональном сжатии и сдвигах по ЦР и по другим разломам этого направления, так как положение складок относительно ЦР почти точно соответствует теоретически возможному простиранию складок волочения, при образовании которых тоже возникают разрывы растяжения, перпендикулярно их простиранию; и сколы, отклоняющиеся от этих разрывов на 15° .

7. Главные запасы металлов сконцентрированы в субмеридиональных трещинах и в трещинах скола, симметрично расположенных по отношению к линии главного сжатия при складкообразовании. В этом отношении менее ясно направление, отклоняющееся на $10-15^\circ$ к северу от этой линии, так как в этом секторе четкого разделения пиков на диаграмме нет, но, однако, положение главных запасов достаточно отчетливо (рис. 30).

ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ В ОРИЕНТИРОВКЕ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ

Данные об ориентировке структурных элементов можно представить в виде сводной диаграммы (рис. 34).

Складчатые структуры имеют простирания от близких к меридиональным до субширотных, но чаще всего $30-60^\circ$ и, при структурных соображениях, могут считаться ориентированными под азимутом 45° . Такое простирание складчатых структур могло возникнуть при различно ориентированном главном горизонтальном сжатии. Прежде и проще всего можно представить себе, что простирание складчатых структур перпендикулярно к направлению сжатия, которое, следовательно, имело ориентировку ЮВ—СЗ. Это подтверждается широким распространением в Азии северо-восточных складчатых структур. Закономерно, как мы видим, что именно по отношению к складчатым структурам ориентированы системы поперечных трещин, рудных зон, жил и даек рудных полей.

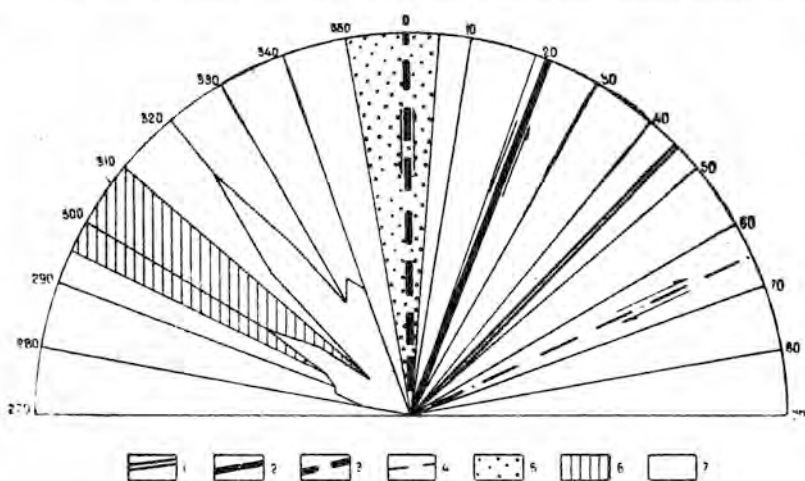


Рис. 34. Диаграмма ориентировки главных структурных элементов. 1 — генерализованные простирания складчатых структур, 2 — ЦР, 3 — Меридиональный разлом, 4 — сдвиги лянчихинского направления, 5 — сектор субмеридиональных разрывов, зон и трещин, 6 — сектор поперечных разрывных структур растяжения, 7 — роза простирания рудных зон и жил, поперечных к складчатым структурам

Однако главная структурная линия Сихотэ-Алиня — ЦР — ориентирована в направлении, точно соответствующем теоретически возможному для левого сдвига при меридиональном давлении. Меридионально ориентированным сжатием можно объяснить происхождение упоминавшихся выше субширотных зон надвигов, сжатия, развальцевания, будинажа и субмеридиональных разломов, рудных зон, жил и даек этого направления, параллельного главному горизонтальному сжатию, перпендикулярно к которому действуют силы растяжения.

Естественно возникает вопрос — изменялась ли ориентировка глав-

ного горизонтального сжатия или же складчатые структуры наблюдающегося северо-восточного (45°) простираения могли возникнуть при меридиональном сжатии? Очевидно, последнее возможно, если представить себе приложение сил таким образом, при котором создается широкая сдвиговая зона, обусловленная преобладанием сил, направленных с севера на юг на западе области и с юга на север — на востоке (деформация по типу простого сдвига). Ниже, в главе, посвященной положению ЦР среди системы разрывов зоны контакта континентального и океанического блоков, приведены доказательства именно такого соотношения сил и соответствующих движений.

Такое представление объясняет и пространственное положение поперечных ($295-310^\circ$) зон растяжения, получивших главное развитие в самом верхнем мелу и в третичное время, когда наиболее активные сдвиговые деформации переместились к востоку (см. ниже).

Косое приложение сил к Сихотэ-Алинской геосинклинали при складкообразовании подтверждается также тем, что складчатые структуры ориентированы не параллельно геосинклинальному прогибу, краям геосинклинали, а под острым углом к ним.

Вне зависимости от ориентировки напряжения, создавшего складчатые структуры, их простираение совпадает с теоретически возможным простираением складок волочения при левом сдвиге по ЦР. Следовательно, и при образовании досдвиговых складок и во время сдвига в этих складках или в формирующихся складках волочения возникали сходные поля напряжения. Поэтому продолжали жить прежние системы трещин, разновременные магматические, постмагматические, рудные проявления контролировались одними и теми же структурными направлениями.

Подобные случаи известны и для других районов мира (Wise, 1968; Шульц, 1969; Долицкий, 1967). Хорошим примером может служить Чешский массив (Pauba Zdenek, 1969), где выдержанность простого рисунка разрывов для различных периодов контрастирует со сложным геологическим строением; трещинная тектоника создает структуру, которая отвечает теоретическим схемам, а также структурам других, в том числе удаленных областей; сопоставление простираений рудных жил и структурных элементов определенного геологического возраста показало, что по направлению рудных жил нельзя установить их возраст.

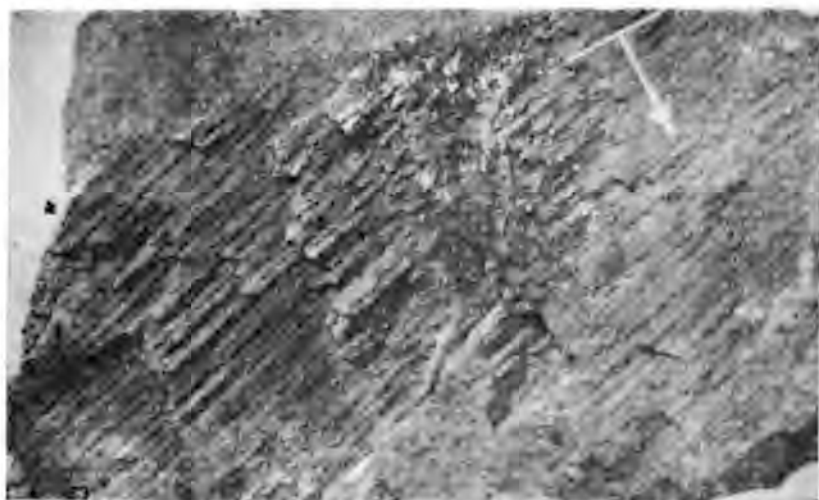


Рис. 35. Поверхность разрыва в плотных песчаниках (правый борт р. Нотто, в 1 км ниже устья р. Санчазы). Оперяющий разрыв высокого порядка. На поверхности сместителя хорошо видны штрихи, указывающие на правый сдвиг. Азимут падения поверхности сместителя 190° , угол 85° .

Лянчихинская (севернее Владивостока) система правых сдвигов (Иванов, 1967), имеющая простирание $60-70^\circ$ и суммарное смещение более 20 км, может быть объяснена движением к югу клина, зажатого между этими разрывами, Меридиональным и Центральным разломами (см. ниже). Разрывы Лянчихинского направления могли возникнуть как сколовые высоких порядков или же унаследованы и впервые (в палеозое?) возникли при яном, возможно широтно ориентированном сжатии. Последнее предположение подтверждается в общем субмеридиональным простиранием складчатых структур палеозоя Гродековской зоны.

Кроме указанных главных направлений, естественно, возникали иные простирания — оперяющие, дополнительные, высоких порядков — разрывы, чаще всего сдвиговые (рис. 35). В самой зоне ЦР, как и в других зонах сдвиговых разрывов, наблюдаются (см. описание и карты отрезков) оперяющие сколовые разрывы, ориентированные под острым углом (открытым в сторону движения блока) к главной линии разлома и относительно полого наклоненные, чаще, но не всегда, по направлению, противоположному движению блоков, то есть при левом сдвиге в Восточном блоке на юго-восток, а в Западном — на северо-запад. Для этих разрывов особенно характерно развитие милонитов.

ОСОБЕННОСТИ МАГМАТИЗМА В ЗОНЕ ЦР

Интрузивные и эффузивные образования были нами описаны в главе, посвященной геологическому строению ЦР. Здесь мы сделаем необходимые дополнения, обобщения и выводы.

В отношении интрузий прежде всего видно, что основные и ультраосновные породы главным образом связаны с меридиональными разломами, местами примыкающими к ЦР. Это особенно отчетливо наблюдается на севере (район бассейнов рек Матай, Катен).

К зоне ЦР приурочены гранитоидные массивы и лишь кое-где небольшие отдельные тела или цепочки мелких тел основного, редко ультраосновного состава.

Размещение гранитоидных массивов оригинально. Своеобразие его выражено в том, что, во-первых, главная масса гранитов, связанных с ЦР, на юге располагается к западу от ЦР, примыкая к нему, а на севере — также примыкая, но с восточной стороны. В средней части гранитных массивов меньше, и они находятся непосредственно в зоне разлома или близко по ту и другую стороны от нее. Во-вторых, почти все массивы имеют удлиненную форму. Ориентировка удлинения различна. Отчетливо видны два главных северо-восточных направления удлинения — согласное (субпараллельное) разлому и под углом от 20 до 30° к нему. Кроме того, есть удлинение в поперечном к разлому направлении — под углом от 65 до 87°. Контуры массивов в связи с горным рельефом местности не всегда отражают их форму; если снять влияние рельефа, отмеченная закономерность выступит еще отчетливее. В полном согласии с ориентировкой удлинения массивов намечается ориентировка «цепочек» интрузий и ореолов контактового метаморфизма, до которым предположительно оконтуриваются батолитоподобные тела. Некоторое отклонение от этого правила видно в южной части разлома, где длинные оси массивов и «цепочек» интрузий ориентированы под углом около 45° к разлому, но здесь это может быть объяснено частным случаем отклонения простирания самого разлома. Если же измерить эти углы по отношению к среднему азимуту простирания ЦР, то оказывается, они и здесь находятся в пределах 30°. По отношению к складчатым структурам мезозойских отложений иногда устанавливается совпадение ориентировки массивов с простиранием складок, иногда же видно текущее положение интрузий. Согласными являются некоторые из интрузий, имеющих удлинение, ориентированное под углом 20—30° к разлому, так как такое же простирание имеют многие складки. Местами подмечена приуроченность массивов гранитоидов к антиклинальным структурам. Судя по имеющимся геологическим картам, в расположении интрузивных массивов Северного Сихотэ-Алиня, связанных с ЦР, наблюдаются те же закономерности.

В-третьих, в ряде случаев граниты находятся в самом ЦР, причем иногда на участках его изгиба к востоку (Хандагоу-Янмутьхоузский отрезок), то есть там, где при левом сдвиге должно быть наибольшее сжатие зоны разлома. Они занимают, следовательно, как будто бы аномальное положение.

В описанных нами выше районах наблюдались взаимоотношения

интрузивных массивов с отдельными разрывами ЦР. При этом выявлено следующее. Некоторые массивы пересечены разрывами, значительно сдвинуты по ним, сильнейшим образом катаклазированы и милонитизированы. Другие — проникли по ЦР, но последующими движениями по нему рассечены и катаклазированы. Наконец, часть интрузий, проникших в последние этапы магматизма, связанного с ЦР, как бы залечила трещины, спаяла разорванные блоки; эти массивы не нарушены и не катаклазированы сколько-нибудь заметно.

В соответствии с этими наблюдениями находятся и петрографические выводы о разновременности интрузий (4—5 и более фаз), составляющих, тем не менее, иногда единый массив. Данные определения абсолютного возраста говорят о том же. Проведенные в последнее время исследования гранитоидов, в том числе их полевых шпатов (Руб, 1969), подтверждают предположение о длительности формирования гранитных массивов.

Имеющиеся геологические материалы по возрасту интрузий, приуроченных к ЦР, и о времени сдвиговых перемещений по нему указывают на то, что именно с этими движениями совпадает проникновение интрузий. Так, значительные и, может быть, самые главные сдвиговые перемещения относятся к нижнесенонскому времени. К этому же времени относится и большинство крупных интрузий или во всяком случае внедрение первых порций магмы многих массивов. Главные горизонтальные перемещения по ЦР, судя по контурам осадочных и вулканогенных образований, завершились к концу сенона, и лишь меньшие по амплитуде сдвиговые, а также, может быть, и большие вертикальные движения по нему относятся к концу дания и к палеогену. Большинство интрузивных массивов также закончило свое становление к этому времени.

Одновременное образование сдвига, складчатых структур, обязанных своим происхождением одной из главных фаз Сихотэ-Алинского тектогенеза, и интрузий (исключая, очевидно, последние порции) подчеркивается местами субсогласным их положением и иногда наблюдаемой приуроченностью массивов к антиклиналям, а батолитоподобных тел — к антиклинорным структурам. Дискордантное же положение многих интрузий не противоречит этому, так как естественно предположить, что магма легче проникала по трещинам, чем через массу ненарушенных пород.

На основании формы интрузий, их положения и времени проникновения, делается предположение о связи магмообразования с горизонтальными движениями блоков земной коры. Образование магмы, в таком случае, происходило в условиях сжатия, при больших сдвиговых перемещениях. Магма, по-видимому, образовалась вблизи ЦР у субгоризонтальных поверхностей разрывов, ограничивавших в сдвигавшихся блоках их нижние части от более глубоких горизонтов земной коры. Эти поверхности возникали скорее всего где-то внизу так называемого гранитного слоя или на его границе с базальтовым слоем — возможно, на границе осадочных формаций Сихотэ-Алинской геосинклинали с их первичным субстратом. Но это была как бы потенциальная магма или зона возможного магмообразования, которое осуществлялось лишь при снижении давления. Весьма вероятно, что магмообразованию способствовало, кроме того, поступающее по разлому тепло и, может быть, восходящие «сквозьмагматические» растворы или, как предполагает В. В. Велинский (1969, 1970), потоки газов, возникающих при дегазации мантийного вещества, усиливающейся при тектонических движениях. Резкое снижение давления происходило в том случае, когда вертикальные или крутопадающие трещины соединяли верхние части земной коры с зоной магмообразования. Такой трещиной и являлся сам ЦР и сопровождающая его система. В результате неравномерного движения бло-

ков, ограниченных этими трещинами, в главной зоне разлома и в прилегающих к ней участках, а иногда и в значительном удалении, происходило расширение трещин и зон трещин с образованием «полостей», вернее, участков будущих магматических камер, отличавшихся значительно меньшим давлением, чем общее давление здесь в земной коре. Иногда такие участки были сближены, иногда удалены. Из зоны магнообразования жидкая магма проникала по трещинам и микротрещинам в эти участки, как бы «засасываясь» в них. В зоне сближенных трещин образовывались крупные батолитоподобные тела, возможно, путем слияния более мелких; в отдельных участках пониженного давления — изолированные массивы.

Каждое значительное смещение блоков по сдвигу могло приводить к новому магнообразованию по той же примерно поверхности скольжения или субпараллельной ей (весьма вероятно, что первоначальные плоскости были расположены глубже, а последующие несколько выше), магма при этом могла проникать как по вновь образованным трещинам в новые «полости», так и по приоткрывающимся старым трещинам, в прежние камеры, усложняя состав интрузивного массива, образуя в нем секущие тела.

Магматический расплав, образовавшийся вдоль поверхностей скольжения блоков земной коры, облегчал развитие этого процесса, так как являлся «смазкой», уменьшавшей сопротивление при значительных перемещениях.

Имея в виду указанное уже аномальное положение гранитных массивов в зоне ЦР на его изгибах к востоку, можно предположить, что проникновение магмы в сам разлом и оперяющие его трещины северо-восточного простирания, сжимающиеся при левом сдвиге, происходило в моменты снижения или прекращения напряжения, когда начинали действовать силы так называемого снятия упругого сжатия.

Следовательно, можно прийти к заключению, что гранитоиды образовались на уровне срыва сдвигавшихся блоков во время их движения, а к поверхности проникали или в образующиеся зоны растяжения (включая сводовые части антиклиналей), или по разлому и сколовым трещинам северо-восточного простирания в моменты снятия упругого сжатия.

Аномальное положение гранитных массивов на изгибах ЦР может быть объяснено и по-другому. Надо учесть, что изгибы ЦР могли возникнуть уже после внедрения гранитов. Не исключается и, может быть, наиболее правильно предположение о том, что некоторые из этих узких массивов являются не внедрившимися в ЦР, а представляют собой тектонические блоки.

Гранитоидная магма внедрялась без активного механического воздействия с ее стороны. Это доказывается следующим. Там, где много гранитных массивов, интенсивность складчатости отнюдь не выше (обычно ниже), чем в районах, лишенных гранитных массивов. Очень часто структуры вмещающих пород совершенно целы, несмотря на внедрившиеся здесь массы гранитов (эта целостность структур наблюдается даже в ксенолитах). Детальными исследованиями, например района Востока², не обнаружено даже незначительной деформации слоев вмещающих осадочных отложений, связанной с внедрившимися гранитами (Лапо, 1969). Сложные структуры в осадочных отложениях, вмещающих гранитные массивы, прослеживаются без изменения за область распространения гранитов, сохраняя свой характер (см. приложенные карты по отрезкам).

На определенной стадии развития ЦР жидкая магма, образующаяся на субгоризонтальных уровнях, облегчала, как мы уже выше указывали, движение блоков, но все большие и большие массы застывающей гранитной магмы постепенно стали одной из причин, способствовавших

прекращению этого движения. Гранитные массивы сковали и залечили ЦР.

Основная масса вулканических образований связана в Сихотэ-Алине не с ЦР, а со структурами, расположенными западнее и, главным образом, восточнее. Эффузивы, туфы и осадочно-вулканогенные породы находятся в зоне ЦР в виде узких удлиненных, согласно с его простиранием, полос. Такое распространение их связано, во-первых, с тем, что эффузивы проникали к поверхности именно по разлому, местами непосредственно его занимая (например, бассейн р. Нотто, верховья р. Тудоваку) и, во-вторых, с тем, что в зоне разлома местами образовались впадины, где скоплялись туфы и вулканогенно-осадочные отложения и где эти отложения лучше сохранились от последующего размыва.

Вулканические образования, несомненно связанные с ЦР, относятся в большей части к последним этапам его развития, ко времени, когда сдвиги были незначительны и блоки смещались преимущественно в вертикальном направлении. Но и они, так же, как и плутонические породы, разновременны. Установлены верхнемеловые, третичные, а на севере (район рек Татибе, Митахеза, Байдихеза) и нижнемеловые вулканогенные породы. Таким образом, обнаружены эффузивы и туфы, участвовавшие в сдвигах, только в вертикальных смещениях, и перекрывающие ЦР.

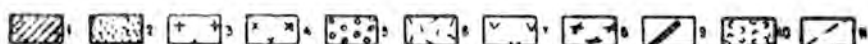


Рис. 36. Структура центрального типа в зоне ЦР, по Ю. И. Максименко (1970). 1 — юрские (?) терригенно-кремнистые отложения, 2 — валанжины, 3 — крупнозернистые граниты, 4 — мелкозернистые граниты, 5 — конгломераты дорифеевской свиты (верхний мел), 6 — кислые верхнемеловые эффузивы и туфы, 7 — порфириды, 8 — граносениты, 9 — фельзит-порфиры, 10 — кислые третичные (?) эффузивы, 11 — разрывы

Важно отметить установленную в некоторых случаях комагматичность эффузивов с гранитоидами, но в общем это не столь характерно для массивов, связанных с ЦР, как для вулканического пояса, расположенного восточнее. В зоне ЦР главная масса гранитоидов древнее эффузивов. Это установлено непосредственно наблюдаемыми контактами и наличием гранитных галек в конгломератах вулканогенно-осадочных отложений.

В зону ЦР проникли и вулканы, связанные с поперечными структурами (см. специальный раздел), но здесь их трудно отличить от принадлежащих зоне ЦР, так как они нередко наследуют его направления или, возможно, проникают по ожившим под влиянием новых движений участкам ЦР.

В эффузивных покровах, перекрывающих ЦР, он все же определенным образом проявляется. Так, местами в них прослеживаются зоны трещиноватости, дробления, вторичных изменений. Системы трещин в эффузивах оказываются закономерно связанными с ЦР и местами могут рассматриваться как возникшие в поле напряжения, характерного для левого сдвига.

Особенно интересны структуры центрального типа, строение которых подчеркнуто кольцевыми дайками. Они оказываются как бы насаженными на линию ЦР или непосредственно примыкающими к ней (рис. 36)*. Их происхождение, возможно, вызвано особым типом поля напряжения, создававшимся при пересечении ЦР с поперечными структурами. Наблюдаемые взаимоотношения подтверждают известные представления о связи структур центрального типа с разломами, но при обязательном условии возникновения локальных очагов высвобождения энергии (центров напряжения). Обусловлено ли это пересечением одного разлома другим, землетрясением, давлением магмы или совместным действием многих факторов — выводы об этом можно сделать лишь после детальных исследований.

* Эти структуры были выявлены в последнее время при дешифрировании аэрофотоснимков с полевой проверкой (Ю. И. Максименко, 1970; В. К. Мостовой, О. Г. Старов, 1970) и, по-видимому, в дальнейшем будут обнаружены и в других участках ЦР.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ ЦР

Проведенная нами выборка и анализ имеющихся по данному разделу материалов привели в большей мере к возникновению многих новых вопросов, чем к решению уже известных.

Структурная часть проблемы изложена выше. Здесь мы кратко остановимся на общих закономерностях размещения эндогенных месторождений, на металлоносности гранитоидов, связанных с ЦР и, учтя данные по структурному анализу, попытаемся по возможности оценить влияние ЦР на процессы транспортировки, концентрации и размещения рудных элементов.

Время образования месторождений и рудопроявлений до сих пор недостаточно точно определено. По-видимому, большая их часть окончательно сформировалась в эпоху позднемелового — третичного магматизма, хотя первичное накопление рудных элементов могло происходить и гораздо раньше, еще в период отложения геосинклинальных осадков и первых внедрений магмы. Проникновение магмы и рудных растворов к поверхности происходило многократно. Это доказывается различными вариантами взаимоотношения руд, интрузий, экструзий, даек, лав и туфов.

В зоне ЦР практически месторождений нет, за исключением одного крупного вольфрамового месторождения, которое расположено в Восточном блоке на севере, хотя и не в самой зоне, но, во всяком случае, в непосредственной близости от нее.

В самой зоне ЦР отмечаются лишь рудопроявления, чаще всего олова, молибдена, вольфрама, сурьмы, мышьяка, золота, тантала, ниобия, редко свинца и цинка. Надо при этом заметить, что количество рудопроявлений не меньше, а напротив иногда большее, находится в соседних участках Восточного и Западного блоков, чем в зоне ЦР. Малое количество рудопроявлений в зоне ЦР отчасти объясняется тем, что она больше, чем соседние районы, закрыта аллювиальными отложениями (многие долины рек приурочены именно к зоне ЦР), а местами более молодыми, чем рудопроявления осадочными и вулканогенными породами. Многие участки зоны ЦР заняты гранитами, являющимися неблагоприятными вмещающими породами для месторождений.

Рудонасыщенность соприкасающихся по ЦР блоков столь различна, что даже при отсутствии всяких других данных, кроме распространения эндогенной минерализации, и этого достаточно, чтобы убедиться в существовании крупнейшей разрывной структуры, без которой это различие объяснить невозможно.

Для Западного блока характерна низкая степень минерализации, особенно заметная при сравнении с насыщенными месторождениями и рудопроявлениями Восточным блоком. Пока в пределах Западного блока* неизвестно ни одного промышленного месторождения. Из непромышленных необходимо отметить единичные месторождения: олова, золота, ртути, ниобия, тантала, иттрия, сурьмы, мышьяка, марганца, железа. Рудопроявления главным образом представлены оловом (обя-

* В границах, указанных на схеме районирования (Иванов, 1960).

зательным для всех районов Сихотэ-Алиня), золотом, ртутью, сурьмой, вольфрамом, молибденом; меньшее количество рудопроявлений стронция, никеля, кобальта; незначительное — свинца и цинка; почти неизвестно — самостоятельных медных.

Необходимо отметить определенную закономерность в распространении ртути и золота. Рудопроявления ртути приурочены к контакту Ханкайской и Сихотэ-Алинской структурно-фациальных зон — к западной границе Сихотэ-Алинской эвгеосинклинали, находясь в области многократных движений по разломам различного времени заложения и жизни — от палеозоя до кайнозоя. Именно с наиболее поздними (верхний мел, кайнозой) этапами жизни этих разломов связано проникновение ртути. Здесь же известно и большинство сурьмяных рудопроявлений. Рудопроявления золота как будто бы образуют зону широтного простирания на самом юге Западного блока. Но надо учесть, что севернее находится Сучанский бассейн, а еще севернее широко распространены верхнетретичные базальты. По отдельным же рудопроявлениям намечается связь этой южной полосы, то есть рудопроявлений южной части Ханкайской структурно-фациальной зоны с рудопроявлениями более северных районов.

В Восточном блоке почти все известные месторождения и более или менее значительные рудопроявления находятся вне пределов площадей распространения верхнемеловых — третичных вулканогенных и вулканогенно-осадочных образований.

Трудно наметить какие-либо четкие зоны или протяженные участки повышенной концентрации. Обычно месторождения локализуются в виде тесных групп или располагаются изолированно (рис. 37). Если попытаться увязать эти группы или отдельные месторождения и рудопроявления в зоны, проходящие через площади, занятые вулканогенными породами, то они как будто бы ориентируются в северо-восточном направлении, субпараллельно главным геологическим структурам — складчатым и продольным разрывным. Это, в какой-то мере, подтверждается повышенным количеством рудопроявлений в вулканических образованиях именно на этих участках интерпретации. Но, с другой стороны, можно соединить отдельные группы месторождений и рудопроявлений в зоны широтного, северо-западного и меридионального направления. Это наводит на мысль, что, может быть, действительно существует система структурных направлений, по которой размещаются руды, или что наша интерпретация не обоснована, а соединение отдельных месторождений или групп месторождений и рудопроявлений в зоны делается субъективно.

Можно выделить следующие шесть полос или зон северо-восточного направления повышенной концентрации месторождений и рудопроявлений, начиная с юга (рис. 37).

Зона, занимающая крайнюю юго-восточную часть Восточного блока примерно от мыса Туманного до устья Аввакумовки, характеризуется преобладанием рудопроявлений молибдена, вольфрама, золота, а на северо-востоке — железа. Эта зона отличается в общем слабой рудонасыщенностью.

Следующая к северо-западу зона (полоса) может быть намечена от бассейна Судзухе через район Щербаковки в бассейн Аввакумовки и Арзамзовки. В этой полосе в общем (с отдельными исключениями и отклонениями) прослеживается смена оловянных и вольфрамовых месторождений и рудопроявлений на оловянно-полиметаллические и полиметаллические в направлении с юго-запада на северо-восток. Характерно для средней части зоны, в месте широкого распространения вулканогенных пород (то есть там, где зона интерпретируется), повышенное количество рудопроявлений ртути и золота, а на северо-восто-

ке — железа и марганца. В общем зона эта отличается большей рудонасыщенностью, чем предыдущая, но она значительно беднее, чем зона к северо-западу от нее.

Последняя оконтуривается в виде широкой полосы, включающей главные месторождения и рудопроявления. На юго-западе в нее входят месторождения Юбилейное (вольфрам, олово), Нижнее (олово), Ключа Рудного (вольфрам), Фурмановское (олово). Северо-восточнее она включает Кавалеровскую, Хрустальнинскую, Смирновскую, Тетюхинскую группы месторождений. Так же, как и в предыдущей полосе, отчетливо проявляется зональность, заключающаяся в смене по направлению с юго-запада на северо-восток вольфрамовых и оловянных месторождений полиметаллическими.

Несколько изолированно, но также включаясь в узкую зону северо-восточного простирания, находится месторождение Дальнее в верхней части бассейна Нотто, Октябрьская группа месторождений, Лысогорское касситерит-сульфидное, оловянно-свинцовое месторождение Ключа Сухого и многочисленные рудопроявления, из которых в северо-восточной части следует отметить золотые и медное.

Широкая полоса главным образом оловянных месторождений и рудопроявлений Арму-Иманского района составляет самостоятельную зону. Для нее характерно развитие проявлений золота на юге, вольфрама — на юго-западе и северо-востоке и локальное проявление молибдена.

К северо-западу от Арму-Иманской зоны находится область распространения преимущественно вольфрамовых рудопроявлений и месторождений, в том числе крупное месторождение Восток-2. Для нее необходимо отметить значительное количество рудопроявлений молибдена.

Достаточно ясно намечается связь отдельных групп рудопроявлений и месторождений в зоны поперечного направления. Наиболее отчетливы следующие с юга (менее ясные показаны только на схеме, рис. 37, а здесь не упоминаются).

Группа Тумбайцинских и Лифудзинских месторождений и рудопроявлений в направлении на юго-восток связана с районами Хрустального и Кавалерово, которые, в свою очередь, могут быть связаны с группой Петрозуевского, Бородинского и других месторождений этого района. С другой стороны, не менее возможна связь Кавалеровского района в широтном направлении с Тетюхинским районом. Во всех случаях намечается общая закономерность смены оловянных месторождений на полиметаллические в направлении на юго-восток.

Месторождение Дальнее и Октябрьская группа месторождений через Смирновскую группу связываются с Тетюхинской и далее с группой Ахобинского, Монастырского и других этого района. Эта полоса характеризуется отчетливой зональностью, со сменой оловянных, оловянно-свинцовых месторождений на полиметаллические в направлении с северо-запада на юго-восток.

Очень интересна поперечная юго-восточного направления полоса месторождений и рудопроявлений, намечающаяся от вольфрамового месторождения Восток-2 через оловянные месторождения Трапедия, Тернистое к Горному и далее к оловянно-свинцовому месторождению Ключа Сухого. Северо-западная часть этой полосы преимущественно вольфрамовая, средняя — оловянная, юго-восточная — оловянно-свинцовая и золотая. Своеобразно поведение молибдена, прослеживающегося в виде многочисленных рудопроявлений через вольфрамовую и оловянную части полосы.

Естественно, что наибольшая рудонасыщенность оказывается в местах пересечения продольных и поперечных зон.

Своеобразно распространены в Восточном блоке ртутные рудопроявления. Они приурочены к восточному склону Сихотэ-Алиня, грубо приближенно — к западной окраине площади главного распространения верхнемеловых — третичных вулканитов. Их можно связать с линейamentом, названным нами Тетюхинским разломом (Иванов, 1963, 1964), являющимся глубинной структурой. По структурам такого типа ртуть могла проникнуть непосредственно из мантии.

В какой-то мере зоны повышенной концентрации месторождений и рудопроявлений следуют за участками (находятся как бы между ними или по их окраинам) позднемеловой — третичной активной вулканической деятельности, хотя, как мы уже указывали, сами вулканические образования не вмещают крупных месторождений. Эти участки, оконтуренные по максимальному распространению вулканитов и характеризующиеся многочисленными различных размеров коагматическими интрузиями, экструзиями, остатками вулканических аппаратов, вулканотектоническими структурами, образуют крупные вулканогирки в прибрежной части и отходящие от них в поперечном направлении зоны (см. соответствующий раздел и карту, рис. 37). Следует отметить, что вулканогирки бедны рудопроявлениями, а известные на их площади месторождения приурочены к блокам геосинклинальных осадочных отложений.

Руды проникли главным образом по следующим трещинам (см. раздел, специально посвященный рудным зонам и жилам): 1 — субмеридиональным трещинам растяжения, связанным с меридионально ориентированным главным горизонтальным сжатием, 2 — с системой трещин, закономерно связанных со складчатыми структурами. Это трещины растяжения (отрыва), ориентированные перпендикулярно к простираанию осей складок, и сколовые трещины, расположенные симметрично к трещинам отрыва примерно в $10-15^\circ$ по ту и другую сторону от них. Вся эта система трещин могла возникнуть при меридиональном сжатии, если считать складчатую структуру созданной по типу складок волочения. Та же система трещин могла образоваться и при сжатии, ориентированном ЮВ—СЗ, если считать складчатую структуру первичной. Но строго закономерная ориентировка достаточно долго жившего и развивавшегося одновременно с многими складчатыми структурами ЦР, указывает на то, что скорее всего происхождение всех структур было связано с главным субмеридиональным сжатием. Вполне с этим согласуется и тот факт, что в системе указанных выше сколовых трещин, закономерно ориентированной к складчатым структурам, более пронизаемыми (в том числе и для руды) оказались трещины, отклоняющиеся к северу от поперечных.

По-видимому, большое значение имел так называемый механизм упругого последействия (Ситтер, 1960), которым легко объясняется заполнение жильным материалом трещин и разрывов скальвания. Пульсирующее течение процесса формирования месторождений говорит о многократном приоткрывании и новом сжатии трещин, то есть о многократном возникновении сил упругого последействия.

Имеющиеся материалы, частично и ранее рассматривавшиеся геологами, дают основание в одних случаях утверждать, а в других предполагать связь многих эндогенных, в том числе оловянных и вольфрамовых месторождений и рудопроявлений с гранитоидами ЦР. Поэтому определение их действительной металлонности представляется весьма важным. К сожалению, мы располагаем лишь фрагментарными, во многих случаях трудно сопоставимыми данными.

Нами использовано более двухсот химических и спектральных анализов гранитоидов и мономинеральных проб по 85 массивам на содержание в них металлических элементов. Но почти все эти анализы недо-

статочны точны, а часть анализировавшихся штурфов, очевидно, взята из вторично обогащенных участков массивов. Поэтому действительную количественную оценку металлоносности дать нельзя. Все же из этих анализов видно (рис. 37), что почти все гранитоидные массивы, для которых имеются данные, за небольшим исключением, имеют повышенное, а иногда и высокое против кларкового (Виноградов, 1962) содержание металлических элементов.

Наряду со сказанным следует отметить тот факт, что граниты и большинство основных эндогенных месторождений занимают различное территориальное положение, конечно, за исключением отчетливо связанных с гранитами генетически и территориально редкометалльных, оловянных кварц-касситеритовой формации и ряда вольфрамовых и молибденовых месторождений и рудопроявлений. Главные оловянные месторождения находятся на значительном удалении от вскрытых эрозией гранитоидных массивов. Имеются ли на глубине под рудными узлами и полями интрузивные массивы — неизвестно, хотя некоторые геологи и предполагают их наличие.

Получили ли гранитоиды металлические элементы из глубины или обогатились ими извлечением из осадочных пород — этого по имеющимся данным решить нельзя.

Есть единичные указания (пока их можно расценивать лишь как самые предварительные) на значительно более высокое, чем кларковое, содержание металлических элементов в неизмененных осадочных породах. Например, в 7 раз больше кларкового содержание вольфрама в глинистых сланцах, в районе крупного вольфрамового месторождения (Лапо, 1969).

Е. П. Сапрыкин и др. (1969) описывают случай, когда в гранитах концентрация олова и вольфрама более чем вдвое выше кларков, а во вмещающих метаморфизованных осадочных породах концентрация всех металлических элементов в 2—3 раза ниже кларков (кроме вольфрама, содержание которого равно кларку). В наблюдающихся же местных повышениях концентрации элементов она тем более значительна, чем контрастнее изменение пород. Например, во внешней части серицитовой зоны локальная турмалинизация и биотитизация сопровождаются трехкратным увеличением содержания вольфрама, а олова — двадцатикратным. Это, по-видимому, указывает на характер процесса извлечения из вмещающих пород, а затем локальной концентрации металлических элементов под влиянием гранитоидов.

М. Г. Руб и др. (1969), детально изучившие вольфрамоносный магматический комплекс одного из участков ЦР, делают ряд важных выводов. Главными концентраторами рудных элементов и летучих компонентов в этом магматическом комплексе оказываются акцессорные минералы. Доказана большая роль процессов ассимиляции гранитной магмой карбонатных пород, происходивших на разных глубинных уровнях.

Главное металлогеническое значение ЦР заключается, следовательно, в том, что, во-первых, связанными с ним движениями были в определенной мере подготовлены рудопроводящие и рудоконтролирующие структуры; во-вторых, была осуществлена связь с глубокими частями земной коры и, может быть, с верхней мантией; в-третьих, было вызвано гранитоидное магмообразование (со всеми сопутствующими явлениями), которым в значительной степени обусловлены извлечение, захват, концентрация и вынос металлов в верхние части земной коры. О масштабах этих явлений можно судить по объему гранитоидов с повышенным содержанием металлических элементов и по величине тех месторождений, где были благоприятные условия для отложения руды (например, Восток-2).

Однако окончательное формирование месторождений во многих случаях зависело от более молодых деформаций, магматической и гидротермальной деятельности, с которыми, очевидно, связаны и самостоятельные месторождения.

В этом надо искать причину такого резкого различия рудоносности Западного и Восточного блоков. Влияние молодых движений и магматизма редко проявлено, а если и проявлено, то слабо к западу от ЦР. Он оказывал экранирующее действие для этих процессов. Кроме того, необходимо учитывать большую раздробленность и, следовательно, проницаемость для магмы и растворов Восточного блока, вызванную еще смещениями по ЦР (см. выше). Не исключено и значение того, что Западный блок сложен более древними породами, чем Восточный, и в общем глубже эродирован, особенно во фронтальной части.

Отчетливая зональность в размещении месторождений заключается в закономерном их изменении в направлении от ЦР к окраине континента (см. выше). Могут быть высказаны предположения о влиянии многих факторов, определивших эту закономерность. Мы считаем необходимым указать на следующие.

1. Расстояние от ЦР и гранитоидов с ним связанных. По мере удаления от зоны ЦР вольфрамовые и кварц-касситеритовые месторождения сменяются сульфидно-оловянными, затем оловянно-полиметаллическими и полиметаллическими.

2. Мощность земной коры. В том же направлении, то есть от ЦР к побережью, мощность земной коры постепенно уменьшается от 30—35 км до 20 км и, следовательно, проницаемость ее становится большей, что может быть весьма важным, если считать свинец принесенным из мантии.

3. Различие в литологии. Большее значение карбонатных пород на востоке.

4. Своеобразие тектонических структур. Большое влияние наложенных молодых деформаций в направлении к окраине континента.

5. Молодой по отношению к гранитоидам ЦР магматизм. Увеличение значения этого магматизма опять-таки по направлению от ЦР к побережью. При этом необходимо учесть возможность таких процессов, как взаимоотношение кислого магматизма с основными изверженными породами, включая спилитовые геосинклинальные формации или взаимоотношение молодых магм с остаточными продуктами первого гранитоидного магматизма на глубине.

6. Эрозионный срез, который, по-видимому, глубже в центральной части Сихотэ-Алиня, чем на его восточном склоне.

Какие из указанных причин имели главное значение в создании наблюдающейся зональности, пока решить трудно. Решение же этих вопросов имеет большое практическое значение, но оно требует проведения целеустремленных, тонких полевых и лабораторных исследований на современном научном и техническом уровне.

В заключение можно сделать пусть самые общие, но естественно вытекающие из создавшихся у нас представлений практические выводы. Наиболее перспективными надо считать, во-первых, районы пересечения северо-восточных и поперечных зон повышенной металлоносности (рис. 37) и, во-вторых, участки, занятые вулканогенными образованиями, хотя и с неизвестными месторождениями, но попадающие внутрь контуров этих зон и тем более на их пересечение. Здесь большой интерес могут представить месторождения подэффузивные, месторождения, находящиеся внутри вулканитов, но приуроченные к блокам геосинклинальных осадочных пород и, наконец, возможно крупные месторождения, но пока недостаточно изученного нового типа, связанные с тектоновулканическими структурами.

ВРЕМЯ, ХАРАКТЕР, ВЕЛИЧИНА И СКОРОСТЬ СМЕЩЕНИЙ ПО ЦР

Выявить время возникновения ЦР чрезвычайно трудно, так как им расчленена земная кора со следами значительных доразломных деформаций и магматизма.

Палеозойские габброиды и связанные с ними ультраосновные и кислые породы лишь в редких местах примыкают к зоне ЦР и являются явно более древними.

Эвгеосинклинальный осадочный комплекс Сихотэ-Алиня (верхний палеозой — средняя юра ?), по имеющимся данным, существенно не различается в районах, расположенных к востоку и западу от ЦР.

Юрские ультраосновные щелочные плутоны хотя местами и попадают в зону ЦР, но общее их распространение подчинено субмеридиональным глубоким разломам и направлениям субсогласным со складчатыми структурами вмещающих пород. Но так как эти направления не исключаются при меридиональном сжатии (при котором возник ЦР), нельзя их обязательно относить к доразломным.

Первые вулканические породы, отчетливо связанные с ЦР, установлены на севере (Ногтинско-Бикинский отрезок). Здесь они относились к юре (?) и мелу, а по последним данным считаются нижнемеловыми. Первые грубообломочные приразломные отложения также относятся к нижнему мелу — это валанжинские крупногалечниковые до валунных конгломераты с ауцеллами, распространенные узкой полосой в зоне ЦР также на севере. Во всех других районах зоны ЦР пока установлены только верхнемеловые (сенон-датские, в отдельных случаях до туронских) вулканические и грубообломочные осадочные и вулканогенно-осадочные образования.

Возможно, что ЦР возник одновременно по всей длине, и первые движения проявились в его северной части. Это согласуется и с указанием на более раннее здесь внедрение гранитов (Изох, 1957). Вместе с тем необходимо оговориться, что наличие вулканических и грубообломочных приразломных пород, сохранившихся до настоящего времени лишь местами, недостаточное тому доказательство. Большее значение имеют данные о разных амплитудах смещения разновременных толщ, но этих данных мы пока имеем очень мало (см. ниже).

Легче определить время прекращения больших сдвиговых смещений. Сенонские-палеоценовые эффузивные и вулканогенно-осадочные образования хотя и пересечены ЦР почти на всем его протяжении, но горизонтальными движениями их верхние части затронуты не везде, а эоцено-олигоценные континентальные отложения, как это хорошо видно в Ямутьхоузской депрессии (см. описание), в горизонтальном направлении по ЦР не смещены.

Таким образом, можно сделать вывод, что сдвиговые смещения по ЦР происходили в интервале времени от юры (?) до палеоцена, в геохронологическом исчислении в интервале от 150 до 70 млн. лет. Вертикальные движения по ЦР возникали и позднее, особенно в участках, где его пересекали или к нему примыкали поперечные разломы третичного времени.

ЦР, как видно из сделанного описания, представляет собой узкую

зону (лишь иногда шириной до нескольких километров), состоящую из серии то простых, то сложных — крутых, пологих, прямых, кривых, разветвляющихся разрывов. Но почти всегда в этой серии можно выделить главный разлом, который проходит удивительно прямолинейно на всем протяжении, указывая на крутое, близкое к вертикальному падение его поверхности.

Прямолинейность ясно выраженной главной субвертикальной поверхности смещения (на значительных по протяжению участках отмечается наличие только этой поверхности) характерна для известных сдвигов, происшедших и при современных землетрясениях. Примером может служить разлом Богдо в Гобийском Алтае, движения по которому произошли при землетрясении 4 декабря 1957 года (рис. 38). Характер-



Рис. 38. Разлом Богдо. Трещина, образовавшаяся при землетрясении 1957 г. (фото Н. А. Флоренсова, 1958)

ны также многократные смещения, возникающие по одной и той же главной линии сдвига, что хорошо установлено, например, для Сан-Андреасского разлома. Если учесть геологическое время развития сдвига, естественно подчеркнутое значение этой главной линии, по которой (а не по широкой зоне), собственно, и происходит раздел блоков.

Весьма значительный масштаб перемещения блоков по ЦР несомненен. В южной его части это доказывается контрастностью строения Западного и Восточного блоков. Здесь (см. описание Судзухинского от-

резка) с запада к ЦР на интервале 40 км примыкают интенсивно дислоцированные, наиболее древние для Сихотэ-Алиня — силур-девонские образования, а с востока — в основном мезозойские (охарактеризованные фауной триасовых кораллов) осадочные отложения. Севернее детальными геологическими работами закартировано срезание ЦР одной из крупнейших и наиболее хорошо изученных структур — Сандагоу-Окраинского синклинория, сложенного в основном триасовыми и юрскими отложениями. По отношению к закономерному распространению фаций меловых морских бассейнов ЦР занимает отчетливо секущее положение, как это было показано нами на палеотектонических схемах (Иванов, 1964). К такому же выводу пришел и В. П. Коновалов, детально изучивший валанжинские отложения Сихотэ-Алиня (рис. 39).

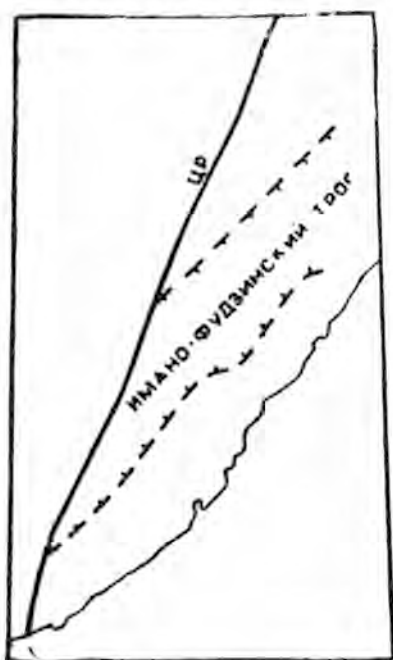


Рис. 39. Соотношение ЦР с Имано-Фудзинским валанжинским трогом (по В. П. Коновалову, 1969)

Левый сдвиг по ЦР доказывается закономерным влиянием на простирающиеся примыкающих к нему структур — образованием дугообразных изгибов осей складок, с переходом их простираний от северо-восточных к северо-северо-восточным и близким к меридиональным таким образом, что в Западном блоке эти дуги оказываются выпуклыми к югу, а в Восточном — к северу. В ряде случаев выявлены асимметричные или опрокинутые складки, своеобразие которых вполне согласуется с левым сдвигом. Такие структуры особенно отчетливы в бассейне р. Нотто в Восточном блоке, где складки опрокинуты на северо-запад, и в Западном блоке в бассейне рек Фудзина, Нотто, Тудо-Ваку и Эльдо-Ваку, где характерно опрокидывание складок на юго-восток. Многочисленны непосредственные наблюдения над поверхностями разрывов как главного разлома, так и субпараллельных ему с задокументированными смещениями. Эти наблюдения указывают на горизонтальное или пологонаклонное положение штрихов и левосторонние смещения.

Переходя к рассмотрению вопроса об амплитуде движений по ЦР, необходимо сразу же оговориться, что, во-первых, для ЦР нет таких «реперов», по которым можно было бы однозначно определить величину смещений и, следовательно, требуется привлечение различных косвенных данных, и, во-вторых, разные участки одного и того же блока, очевидно, могли быть смещены на различные расстояния. Это обусловлено неравномерностью сжатия, смятия и перемещениями по дополнительным разрывам (например, по Меридиональному разлому).

На юге Западного блока распространены очень характерные силур-девонские отложения, по которым можно было бы определить амплитуду сдвига. К сожалению, в Восточном блоке таких отложений пока не обнаружено. Не выявлено пока в Восточном блоке и структуры, аналогичной Сандагоу-Окраинскому синклинорию.

В пределах Западного же блока широко распространен так называемый комплекс габброидов, а в Восточном к нему условно можно отнести габбро района Восток-2 и массива Майму-Бясани, расположенного к северо-востоку. Ближайшие выходы пород комплекса габброидов в

Западном блоке, находящиеся недалеко от ЦР, выявлены на 120 км южнее, а непосредственно примыкающие к ЦР — примерно на 200 км (село Окраинка).

Верхнепермские отложения своеобразного состава — слюдистые песчаники с линзами охарактеризованных фауной известняков — в Западном блоке примыкают к ЦР также в районе с. Окраинка, а в Восточном — в районе месторождения Восток-2 (Силантьев, 1965). В этом случае расстояние между сходными верхнепермскими породами в разных блоках оказывается тоже более чем в 200 км. Сказанное, однако, не дает прямого ответа на вопрос об амплитуде сдвига, тем более, что фаунистически охарактеризованные верхнепермские известняки (правда, в комплексе с иной литологически толщей) найдены и в других районах Восточного и Западного блоков как севернее, так и южнее указанных мест.

Секущее положение ЦР по отношению к фациям морских меловых отложений (о чем упоминалось выше) позволяет сделать более обоснованные предположения о возможной амплитуде смещения. Но необходимо оговориться, что границы фаций подходят к ЦР под острым углом, а это затрудняет точное определение величины сдвига.

Ключевская в основном песчанниковая свита валанжина, распространенная в Западном блоке, в районе бассейнов рек Фудзина и Сандагоу ограничена с востока ЦР и примыкает непосредственно, без какого-либо перехода, к алевролитовой толще сихотэ-алинской фации валанжина (Иванов, 1964). Эти характерные валанжинские отложения Восточного блока с большой ролью в их составе алевролитов, распространены, по В. П. Коновалову (1969), в Иmano-Фудзинском трого (рис. 39), оконтуренном им примерно там же, где нами был показан глубокий северо-восточный прогиб, в котором послеваланжинская складчатость проявилась как конседиментационная (Иванов, 1967). Валанжинских отложений такого типа в Западном блоке не обнаружено, хотя валанжин, представленный типичной ключевской свитой, известен в Западном блоке по крайней мере в 150 км южнее северной границы Иmano-Фудзинского трого Восточного блока (рис. 40). Следовательно, левостороннее смещение может быть оценено не менее чем в 150 км.

Резко разграничены ЦР фации вышележащих меловых отложений. К западу от ЦР в Сандагоу-Фудзинском районе широко распространены песчаники с легко находимыми отпечатками раковин ауцеллин, тогда как восточнее меловые отложения, занимающие обширные площади и тот же стратиграфический уровень, представлены иными фациями и, несмотря на детальные геологические работы, характерный для западной фации фаунистический комплекс в них не обнаружен.

Занимающие еще более высокое стратиграфическое положение альбские или альб-сеноманские слои в определенной фации содержат своеобразный фаунистический комплекс с характерными тригоннидами (Коновалов, 1962, 1964). По имеющимся, хотя и фрагментарным, данным можно провести северную границу распространения тригониевых слоев в Западном и Восточном блоках. Оказывается, что эта граница смещена в Восточном блоке примерно на 200 км к северу (об условности определения величины смещения в связи с острым углом, образуемым между границами фаций и ЦР, говорилось выше). Резкое ограничение ЦР альбских или альб-сеноманских тригониевых слоев хорошо видно на юге — с востока и особенно отчетливо в бассейне р. Фудзина — с запада. В последнем случае в Западном блоке на алт-альбских отложениях с ауцеллинами лежит толща своеобразных хорошо отсортированных песчаников, лишенная фауны, а в Восточном блоке, напротив, — на алт-альбских отложениях, но не такой фации, как в Западном блоке (без ауцеллин), лежат характерные тригониевые слои (рис. 40).

Из сказанного легко сделать вывод, что в Восточном блоке фации смещены к северу. Величина смещения может быть оценена лишь весьма приближенно. Она оказывается не меньшей, чем 150—160 км и весьма возможна в 200 км.

Зоны гранитоидного магмообразования находятся в разных блоках на расстоянии более 300 км, но, учитывая геологическое строение Сихотэ-Алиня, считать их смещенными частями единой зоны нельзя. В каждой из зон, однако, можно видеть срезанные ЦР массивы и предположить величину их смещения (рис. 40 и 40а). На севере зона выходов гранитных массивов северо-восточного простирания смещается по Центральному и Меридиональному разломам. По ЦР Татибе-Арминский массив можно считать смещенной восточной частью Эльдовакского массива и в таком случае величина смещения достигает 60 км. Если массив г. Сланцевой признать крайним юго-западным звеном цепочки плутонов Эльдовакской группы, смещенным по Меридиональному разлому, то величина смещения будет равной примерно 30—40 км. Это полностью согласуется с амплитудой смещения, определенной для Меридионального разлома по всему комплексу геологических данных (см. выше описание субмеридиональных и поперечных структур).

На юге едиными до сдвига можно принять массивы Араратский в Восточном блоке, Санчагова Ключа и Вангоуский в Западном; затем — Сыдагуский в Восточном и Успенский в Западном. При таком условии приближительная величина смещения определится в 100 км.

Все граниты, слагающие различные массивы, пересеченные и смещенные Центральным и Меридиональным разломами, в общем сходны. Поэтому доказать единство разобренных теперь частей этих массивов по их каким-нибудь особенностям нельзя. Но все же данные по петрографическому составу и возрасту, во всяком случае, не противоречат сделанным предположениям. Так, Татибе-Арминский и Эльдовакский массивы, предположительно составлявшие единое тело, представлены оба биотитовыми, иногда субщелочными гранитами примерно одного возраста (по определению калий-аргоновым методом), характеризующимися связанными с ними вольфрамовыми рудопроявлениями. Важно также отметить сильнейшую степень катаклаза и милонитизации — до ультрамилонитов (см. описание соответствующего отрезка) Татибе-Арминского массива по обрезанному ЦР краю и полное отсутствие контактовых изменений в осадочных породах, граничащих с этим массивом по ЦР на западе, тогда как в Восточном блоке этот массив оказывает сильное контактовое воздействие.

Массивы, смещенные по Меридиональному разлому, представлены биотитовыми гранитами, возраст которых определен, по данным калий-аргонового метода, в 105 или 100 млн. лет. Для них отмечены оловянные рудопроявления. В зоне разлома они сильно катаклазированы. Массивы Араратский и Санчагова Ключа имеют возраст 90—99 и 96 млн. лет, они сильнейшим образом катаклазированы и милонитизированы в зоне ЦР, представлены сходными биотитовыми гранитами. Сыдагуский и Успенский массивы сложены характерными порфиридовидными гранитами, и тот и другой перекрыты сенон-датскими эффузивами и туфами. В зоне ЦР они интенсивно катаклазированы и милонитизированы, местами до ультрамилонитов.

Стоит тут же обратить внимание на то, что некоторые массивы, прилегающие сейчас один к другому с разных сторон ЦР и как бы составляющие одно тело, оказываются различными как по составу, так и по возрасту. Примером могут служить Успенский и Вознесенский массивы на юге ЦР и Синанчинский с Татибе-Арминским на севере. В последнем случае соприкасаются и образуют как бы единое тело настолько различные массивы, что проводивший здесь геологическую съемку

Н. Ф. Васильев (1966) отнес их к разновременным магматическим циклам — первый к «верхнепермскому» (?), а второй к «верхнемеловому».

В заключение необходимо оговорить и некоторые кажущиеся противоречия, состоящие в том, что граниты смещенных тел местами проникают в зону разлома и за разлом. Это, очевидно, обусловлено длительным становлением гранитных массивов, которое продолжалось и во время их смещения — одновременностью процессов магмообразования, внедрения интрузий и смещения блоков на некоторых этапах жизни ЦР (см. выше описание геологического строения ЦР и особенностей магматизма).

Приведенные во многом, правда, условные данные, но по разновременным и разного типа геологическим образованиям, позволяют сделать следующие выводы, несомненно нуждающиеся в проверке и более детальном обосновании. Уверенно говорить о донижнемеловом смещении по ЦР нельзя, но оно вероятно. Общее левостороннее посленижнемеловое смещение определяется не менее чем в 150 и возможно 200 км, но смещение севернее места соединения ЦР с Меридиональным разломом меньше. По-видимому, разновозрастные позднемеловые (но более ранние, чем сенон-датские вулканиты) гранитоиды смещения по ЦР севернее Меридионального разлома приблизительно на 60 км, по Меридиональному разлому — на 30—40 км, а по ЦР — южнее Меридионального разлома на 100 км. Таким образом, смещения по ЦР севернее Меридионального разлома и по Меридиональному разлому суммируются для участка ЦР, находящегося южнее Меридионального разлома. Смещение гранитоидных массивов оказывается в полтора или два раза меньшим, чем предполагаемое суммарное посленижнемеловое. Хотя в общем правильнее говорить лишь об относительном смещении блоков — есть, как мы видели, основание считать, что вначале, главным образом, двигался Восточный блок к северу, а затем, когда движения происходили по Меридиональному разлому и южному отрезку ЦР, смещался Западный блок к югу. Направление и амплитуда смещения блоков показаны на схемах (рис. 40 и 40а).

Блоки, разделенные ЦР, испытывали значительные вертикальные перемещения. Это доказывается относительно глубоким разрывом некоторых участков и, напротив, наличием молодых осадочных и вулканоогенно-осадочных отложений, сохранившихся от размыва в депрессиях. О досдвиговых вертикальных движениях по ЦР можно говорить лишь предположительно. При рассмотрении фаций валанжина создается впечатление о зависимости положения их от ЦР — прибрежная фация на значительном протяжении как бы следует вдоль ЦР (Иванов, 1964), что можно объяснить вертикальными движениями, при которых Восточный блок был опущен, а Западный относительно приподнят. Вместе с тем более детальные исследования показывают, что валанжинские фации в общем имеют иную ориентировку, зависящую, главным образом, от других линейментов, что они находятся под углом к ЦР и обрезаются им (Иванов, 1964, 1967; Коновалов, 1969). Какую-то роль вертикальных движений по ЦР в это время все же стоит признать. Это подтверждается и накоплением валанжинских крупногалечниковых и валунных конгломератов в узкой зоне на севере изученной части ЦР. Возможно, эти движения были не самостоятельными, а сопутствовали сдвигу.

Депрессии в зоне ЦР и контрастность рельефа блоков, примыкающих к нему, создавались различными путями — в результате вертикальных перемещений блоков, совмещением при сдвиге разновысотных участков, возникновением зон растяжения и оседания (обычных при сдвиговых деформациях), выборочной эрозией зоны разлома.

Послעדвиговые вертикальные перемещения блоков отчетливо устанавливаются по гипсометрическому положению верхнемеловых —

палеогеновых эффузивных, вулканогенно-осадочных и третичных осадочных образований (см. геологическое описание). Они измеряются сотнями метров, а в отдельных местах — километрами. Фронтальные же части сдвинутых блоков были приподняты значительно (см. ниже о модели сдвига), на что указывает, например, глубокий размыв южной части Западного блока.

Для хорошо известных в геологической литературе крупных сдвигов приводятся следующие определения амплитуд: правый сдвиг по Сан-Андреасскому разлому (С. Америка) — от десятков километров до 560 км; правый сдвиг Рва Твитина (С. Америка) — 420 км; правый сдвиг по разлому Калтаг (Аляска) — 100—130 км; левый сдвиг по линии Аканси (Япония) — 50 км; левый сдвиг по Грейт-Глену (Шотландия) — 107 км. По величине горизонтального смещения ЦР, как видно, находится в одном ряду с этими разломами, но как и для большинства из них, доказательства амплитуды движений являются косвенными и не всегда однозначны.

Определив время и амплитуду смещения, можно сделать примерный расчет скорости движения, конечно, учитывая, что она могла быть неравномерной. Если принять общий посленижмеловой (может быть правильнее — послесенноманский) сдвиг по ЦР в 200 км, а время движения — до палеоцена, получится интервал в 30—40 млн. лет. Следовательно, средняя скорость сдвига равна $200 \text{ км} : 30 \text{ или } 40 \text{ млн. лет} = 5 \text{ или } 6,7 \text{ км в } 1 \text{ млн. лет, т. е. } 0,5 \text{ или } 0,7 \text{ см в год.}$

По величине общего смещения гранитных массивов делаем следующий расчет. Сравнивая возраст смещенных массивов и возраст последних порций гранитов из мало измененных разломом массивов, видим, что смещение произошло не более чем за 20 млн. лет. Следовательно, средняя скорость движения равна $100 : 20 \text{ млн. лет} = 5 \text{ км в } 1 \text{ млн. лет, т. е. } 0,5 \text{ см в год}$ и близка к скорости, рассчитанной по величине смещения нижнемеловых отложений.

Для сравнения можно привести сведения о современных скоростях горизонтальных движений по Сан-Андреасскому разлому, полученные в результате повторных геодезических наблюдений, проводимых по специальной программе береговой геодезической службы США (Mead, Smal, 1966). Скорость перемещения по разлому определена от 00 до 3 см в год. Наблюдения проводились между $32,8^\circ$ и $38,1^\circ$ северной широты с 1930 по 1965 г. По Шарпу (Sharp, 1967) средняя скорость современных правосторонних перемещений в южной части разлома Сан-Джасинто (наиболее крупная и подвижная зона из системы Сан-Андреасского разлома) равна 2 см в год.

По геологическим данным, для Сан-Андреасского разлома установлена неравномерная скорость смещений в различные интервалы времени и чередование периодов покоя, когда разлом не сказывался на осадкообразовании, с периодами, когда вдоль него появлялись грубообломочные отложения (Crowell, 1966). Диббли указывает следующие величины смещения для разных по возрасту отложений: для четвертичных — 16—32 км, для плиоцена — до 80 км, для верхнего и среднего миоцена — до 130 км, для нижнего миоцена и олигоцена — до 280 км, для эоцена — до 360 км и для мезозоя — до 560 км (Dibblee, 1966). В связи с дискуссией амплитуды скорость смещения разными исследователями определяется по-разному — от 0,5 см до 5 см в год.

По данным Е. Н. МакКее (1968) большие правосторонние смещения вдоль северной части разлома Долины Смерти (Death Valley — Furnace Creek zone) происходили, вероятно, со среднеюрского времени. Смещены граниты, возраст которых был определен калий-аргоновым методом в 160 млн. лет. Величина смещения 30 миль. По плиоценовым осадочным породам (возраст их определен калий-аргоновым методом

в 3,5 млн. лет) правостороннее смещение измеряется примерно 3000 футов. Следовательно, по этому разлому скорость движения со средней юры сходна со скоростью после позднеплиоценового времени и равна всего в первом случае 0,19 мили в 1 млн. лет (30 миль : 160 млн. лет) и, во втором, — 0,17 мили в 1 млн. лет (0,6 мили : 3,5 млн. лет), то есть 0,030 и 0,027 см в год.

При землетрясениях для ныне живущих разломов зафиксированы весьма значительные разовые смещения. По Сан-Андреасскому разлому, например, во время землетрясения 1906 г. установлены горизонтальные смещения до 6,5 м (Earthquake Investigation Commission, 1908—1910), а в 1857 г. в районе перевала Теджон — свыше 10 м на протяжении 380 км (Ситтер, 1960). По разлому Богдо в Гобийском Алтае в 1957 г. отмечено смещение более 8 м (Флоренсов, 1958; Лукьянов, 1963). Эти цифры поразительны, если учитывать геологическое время жизни разломов. При частоте землетрясений подобной силы, со сдвигом в 5 м, только один раз в тысячелетие, потребуется всего 50 млн. лет, чтобы смещение оказалось равным 250 км.

Подобный подсчет сделан Роддиком (Roddick, 1967). Он указал, что при землетрясении 1906 г. по Сан-Андреасскому разлому произошло правостороннее смещение в 21 фут и если принять, что такие смещения будут происходить один раз за столетие, то потребуется менее чем 9 млн. лет для смещения на 350 миль. Большие смещения с такой регулярностью, по-видимому, не происходят, но все же эти подсчеты позволяют понять возможность весьма значительных горизонтальных смещений земной коры, если исходить из строго доказанных величин разовых или средних за немногие годы сдвигов и учитывать геологическое время и однонаправленность движений.

Прямолинейность и большая протяженность ЦР указывают на его крутое, близкое к вертикальному падение и большую глубину. Естественно поэтому предположить, что движение блоков при сдвиге происходило по субгоризонтальным поверхностям также на значительной глубине — по одному или нескольким астеносферным горизонтам, особенно если учесть последние геофизические данные о наличии на определенных уровнях (60—80, 110—150 км и глубже), в пределах зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану, вещества, находящегося в состоянии повышенной пластичности (Доменицкая, 1967; Вашилов, 1968; Тараканов, 1969, и др.). Такое предположение должно быть распространено и на другие известные крупные сдвиги.

Однако имеющиеся непосредственные данные об очагах землетрясений в районах современных сдвиговых деформаций указывают на относительно неглубокое положение поверхностей, по которым происходят смещения.

Так, например, по Хилу и Диббли (1953) очаги землетрясений вдоль зоны Сан-Андреасского разлома находились на глубине до 10 миль. Очаг землетрясения 14 сентября 1963 г. в зоне этого разлома был зафиксирован на глубине 7—10 км. Анализ материалов по землетрясениям Ю. Калифорнии был проведен в свое время Вудом. По его данным (цитирую по Андерсону, 1951), большинство сильнейших толчков связано с вертикальными разрывами и их места возникновения обычно близки основанию гранитного слоя, который находится на глубине около 18 км. Этот факт уже был установлен Гутенбергом, но Вуд нашел, что большинство многочисленных меньших толчков, которые не могут быть связаны с известными вертикальными разрывами, имеют фокусы на той же самой глубине. Он полагает, что этим доказывается скольжение вдоль близких к горизонтальным плоскостям срыва, сконцентрированных в тонкий слой и примыкающих к вертикальным разрывам. Известные Ассамские землетрясения обязаны скольжению блока вдоль горизонталь-

ной плоскости на предполагаемом уровне, объяснить их происхождение движением по вертикальным разрывам затруднительно.

Андерсон и Кеннеди (1951) доказывают возможность частичного плавления корового материала в основании Верхнего или Гранитного слоя и в нижней части Промежуточного (Базальтового) слоя земной коры на одном или другом определенном уровне, чем обеспечивается свобода скольжения сдвигающихся блоков по субгоризонтальным поверхностям, расположенным именно на этих глубинах.

Геологические и геофизические данные о глубине ЦР и глубине субгоризонтальных поверхностей, по которым смещались блоки, недостаточны. Первые, по существу, ограничены сведениями о составе магм, связанных с ЦР. Эти магматические образования преимущественно представлены гранитоидами (от монзонитов и диоритов до лейкократовых гранитов) и кислыми вулканогенными породами. В самой зоне ЦР, правда, в небольшом количестве, местами находятся небольшие массивы интрузивных основных и редко ультраосновных пород, а в конце его жизни появились средние и основные (порфириты, андезиты, базальты) вулканические породы. Сказанное может служить косвенным указанием на небольшую глубину субгоризонтальных поверхностей, по которым смещались блоки, находившихся, очевидно, в пределах земной коры, хотя сам разлом мог иметь большую глубину и временами (возможно при ослаблении или прекращении действия меридионального сжатия) был проницаем для глубинных магм. Нельзя, конечно, отрицать вероятности движения блоков вдоль поверхностей, находящихся на уровнях астеносферных слоев, которое мы сейчас не в состоянии оценить, так как конкретного геологического проявления этих движений на поверхности может и не быть. Геофизические данные не позволяют говорить о глубине ЦР или о глубине поверхностей, по которым смещались блоки, но подтверждают сдвиговый его характер и противоречат предположению о крупных вертикальных перемещениях, которыми можно было бы объяснить геологическое строение приразломной области со столь выраженной контрастностью примыкающих к ЦР блоков (Клюев, 1964).

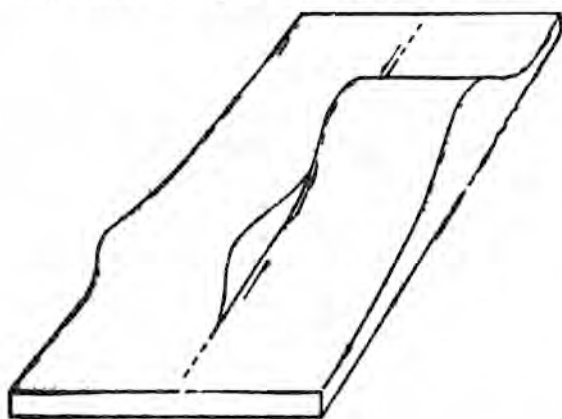


Рис. 41. Обобщенная модель сдвига, показывающая утолщение земной коры во фронтальных частях сдвинутых блоков (вертикальный масштаб увеличен в несколько раз)

На приложенном рисунке (рис. 41) изображена обобщенная модель сдвига по ЦР, так как она нам представляется на основании существующих теоретических соображений и имеющихся геологических и геофизических данных. Она показывает относительно большее утолщение земной коры во фронтальных частях сдвигающихся блоков, где интенсивнее проявились сжатие, смятие, надвигание. Здесь же создавались наиболее благоприятные условия для гранитного магмообразования. На

этой модели для ее упрощения не отражены дополнительные разрывы со сдвиговыми смещениями по ним (типа Меридионального разлома), в результате которых амплитуда смещения на концах главной линии разлома может значительно сократиться без утолщения земной коры, а главным образом за счет отодвигания блоков в стороны.

Модель объясняет характер гравиметрических аномалий (рис. 42). ЦР приблизительно трассируется по границе разнородных полей. Эта граница местами расплывчата, контуры аномалий выходят за ЦР и он в таких случаях пересекает аномалии. В общем же на большей северной части контрастность блоков, разделенных ЦР, определяется тем, что к востоку от него распространено поле, характеризующееся минимальными значениями силы тяжести, а на юге обратным соотношением — здесь поле с малыми значениями силы тяжести находится к западу от ЦР. Грубо приближенно эти поля с низкими значениями силы тяжести совпадают с областями предполагаемого для модели утолщения земной

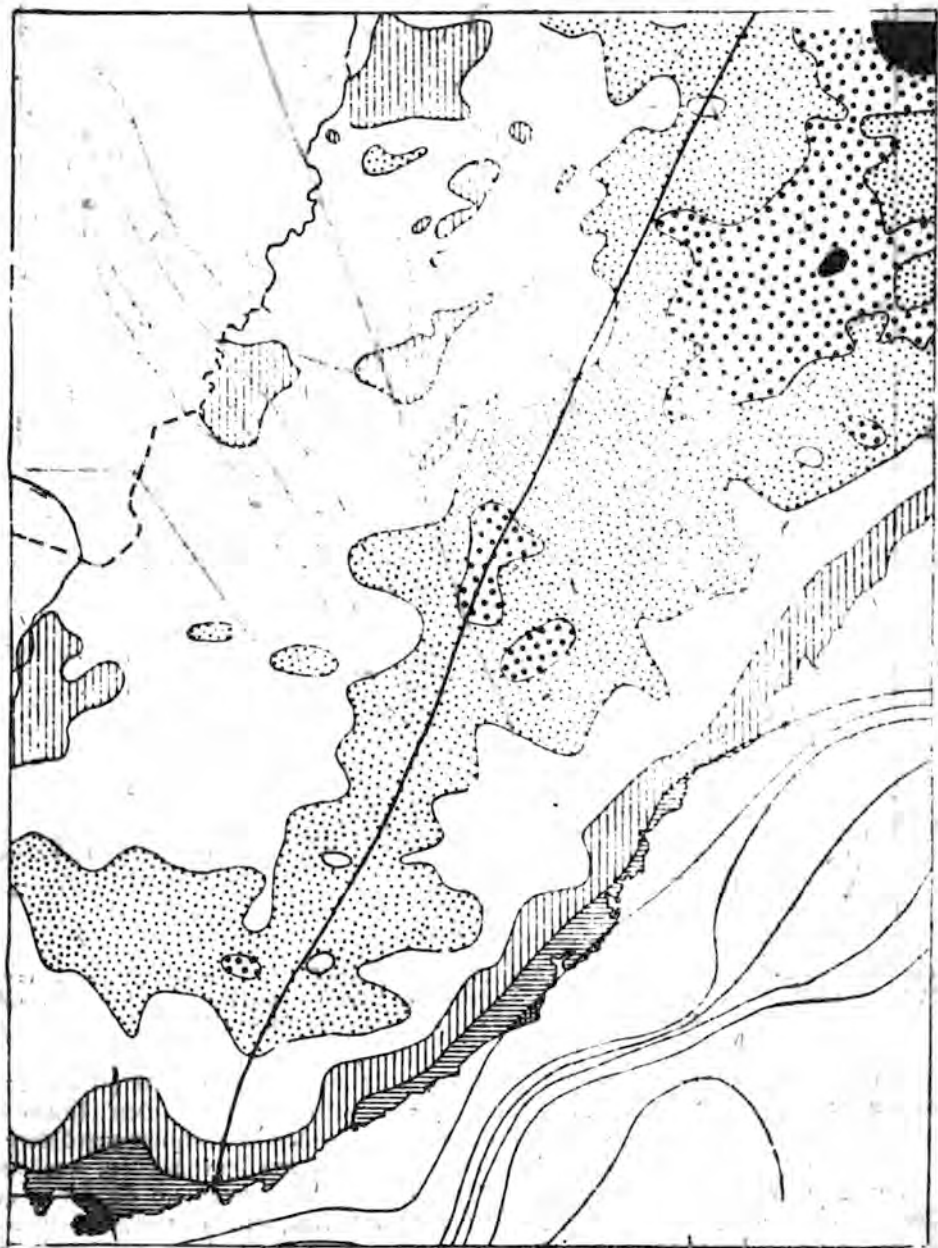


Рис. 42. Гравиметрическая схема

коры и гранитного магмообразования. Упомянутая расплывчатость границы полей, наличие отрицательных аномалий, располагающихся вдоль ЦР, связаны с возможными локальными утолщениями земной коры и очагами магмообразования, а иногда с крупными гранитными массивами.

Схема мощности земной коры (рис. 43), составленная В. К. Ключевым и Р. Г. Кулиничем (1967), так же хорошо согласуется с рассматриваемой моделью.

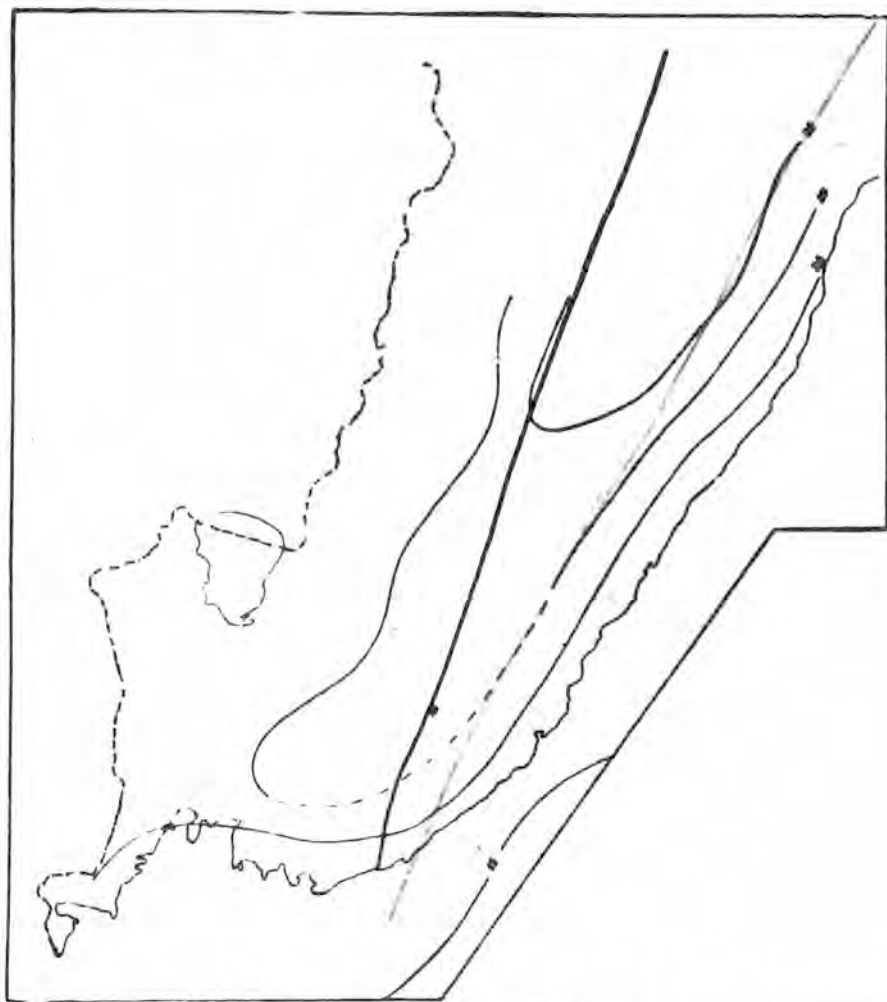


Рис. 43. Схема мощности земной коры Приморья (по В. К. Ключеву, с изменениями Р. Г. Кулинича, 1967). Линиями показаны условные изогипсы поверхности Мохоровичича, цифрами — километры, жирной линией — ЦР

Пока мы не можем точно указать, к какой части модели относится описанный нами интервал ЦР, так как на севере, за пределами Приморского края, разлом изучен недостаточно, а южный его конец находится под водами Японского моря. Все же есть доказательства того, что мы имеем дело примерно со средней частью модели, несколько ближе к ее северному концу. Одно из них заключается в том, что по гравиметрическим данным устанавливается грубо симметричное положение утолщений земной коры в Западном и Восточном блоках. При этом в северной части Восточного блока утолщение выражено значительно сильнее и на

большой площади, а это может указывать на то, что изученный интервал ЦР захватывает большую часть утолщения Восточного блока. Но могут быть предложены и другие соображения. Во-первых, надо иметь в виду уже высказанное нами предположение о большем абсолютном движении Восточного блока, которое и может объяснить большее утолщение его фронтальной части, чем у Западного. Во-вторых, необходимо учесть, что южная часть Западного блока глубоко эродирована, то есть значительная верхняя доля земной коры уничтожена. Это доказываются не только тем, что здесь распространены древнейшие из известных в Сихотэ-Алине породы (так как выход их на поверхность можно объяснить досдвиговым размывом, а наличие здесь — горизонтальным смещением), но и остатками почти нацело смытых морских меловых (альбесоман?) отложений (небольшая площадь распространения иноцерамовых слоев, известная к северо-востоку от устья р. Сучана) и большой эродированностью мезозойского Сандагоу-Окраинского синклинория, от которого на юге остались лишь незначительные фрагменты. И, наконец, не исключено, что главное утолщение Западного блока теперь оказалось ниже уровня моря, а строение земной коры здесь изменено не только в результате эрозии, но и в связи с образованием впадины Японского моря.

Такое же грубосимметричное положение занимают области главного гранитного магмообразования и тоже большая из них находится в северной части Восточного блока.

На приуроченность изученной части ЦР к средней модели вероятно указывают и хорошо выраженные подвороты структур — дуга, обращенная выпуклостью к югу в вангоуской серии Западного блока (бассейн р. Судзухе) и дуга из меловых складок Восточного блока, выгнутая к северу (бассейн. р. Потто) — наиболее характерные именно для средней части сдвига, а не у его концов.

По-видимому, всю модель надо ориентировать не горизонтально, а с небольшим наклоном к северу. Этим можно объяснить большую сохранность от эрозии фронтального утолщения земной коры Восточного блока. Такой наклон подтверждается общим погружением складчатых структур к северо-востоку и в какой-то мере закономерным падением близких к вертикальным поперечных (северо-западных) трещин чаще на юго-запад.

ПОЛОЖЕНИЕ ЦР СРЕДИ СИСТЕМЫ РАЗРЫВОВ ЗОНЫ КОНТАКТА КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ И СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ТИХООКЕАНСКОГО БЛОКОВ ЛИТОСФЕРЫ

К контакту между Тихоокеанским и континентальными блоками приурочены зоны интенсивной складчатости, крупных разрывов и обильного магматизма, образующие Тихоокеанский пояс. Этот пояс отличается от других складчатых областей как по времени проявления движений, так и по типу созданных этими движениями структур. Действительно, в эпохи наиболее сильных дислокаций Альпийского пояса в Тихоокеанском поясе было относительно спокойно. Напротив, в периоды покоя в Альпийском поясе здесь происходили главные тектонические события. Например, для Сихотэ-Алиня, Японии, Западных Кордильер Северной Америки большое значение имели среднепалеозойские дислокации, не соответствующие каледонидам; позднепалеозойские движения, в отличие от герцинских, были слабыми, а прерывисто непрерывный тектогенез (Continuous intermittent orogeny), по В. Уайту (White, 1966), продолжавшийся почти весь мезозой и в начале кайнозоя, был главнейшим. Характерно, что в ряде мест интенсивные движения происходят и в настоящее время, о чем свидетельствуют непосредственные наблюдения, высокая сейсмичность и активный вулканизм почти вокруг всего Тихого океана. Своеобразие структур выражено очень ярко. Если говорить о главных морфоструктурах, то это прежде всего островные дуги и глубоководные желоба. Важнейшее значение в тектоническом строении имеют разломы со сдвиговыми перемещениями большой амплитуды, прослеженные по окраинам континентов (Сан-Андреасский, Тинтина-Тренч, Сихотэ-Алинский и др.), в пределах океанического дна (Мендосино, Пайонир и др.) и предполагаемые между материком и островными дугами.

Различие в типах основных разрывных структур, нам кажется, в большой степени зависит от ориентировки сжимающих сил по отношению к простиранию складчатого пояса. Если главное горизонтальное сжатие ориентировано под прямым или близким к прямому углом к нему, естественно ожидать развития надвигов. Если же давление направлено под острым углом, возникают сдвиги.

По окраинам континентов, при прочих равных условиях, легче образуются сдвиги, так как в пределах океана отсутствует сиалический слой, и сюда могут смещаться блоки континентальной земной коры. Именно здесь известны наиболее крупные и хорошо доказанные сдвиги. Внутри же континентов, при сдвиговой тектонике, для раздвигающейся коры в направлении, перпендикулярном главному горизонтальному сжатию, нет свободного места и блоки принуждены выдвигаться вверх или надвигаться один на другой.

Большим развитием сдвигов в северной половине Тихоокеанского пояса, в противоположность широтному поясу Тетиса, где господствующее значение имеют надвиги, можно объяснить тот факт, что на Тихоокеанском побережье, даже в зонах интенсивной молодой складчатости, земная кора оказывается значительно менее мощной — 20—45 км, по сравнению с корой в Альпах и Гималаях — 40—75 км (Mikito, 1966; Kamigata, 1966; Доменицкая, 1967; Павлов и Юнов, 1970; Туезов, 1970). Это различие весьма принципиально, в истории геологического развития



Рис. 44. Схема ориентировки напряжений и движений в зоне контакта континентальных и северной части Тихоокеанского блока литосферы. 1 — контур поднятия Дарвина, 2 — возможное направление давления океанического блока в конце мезозоя, 3 — относительные направления движений блоков земной коры, 4 — генерализованная ориентировка современных главных горизонтальных напряжений, 5 — главнейшие сдвиги: Ф — Филлиппинская разломная зона, А — Аканси, ЦР — Центральный разлом, К — Калтаг, Д — Денали; Т — Тинтина, СА — Сан-Андреас; 6 — разломы дна Тихого океана

оно выразилось своеобразием осадконакопления и магматизма в Тихоокеанском поясе — широким распространением спилитовых и вулканомиктовых формаций, возникновением громадных вулканических поясов, запаздыванием гранитного магнеобразования.

Азиатская и американская стороны северной половины Тихого океана являются как бы зеркальными отражениями, но, вместе с тем, имеют каждая свои особенные черты. Зеркальность заключается в том, что на той и другой сторонах находятся сдвиги большой амплитуды и

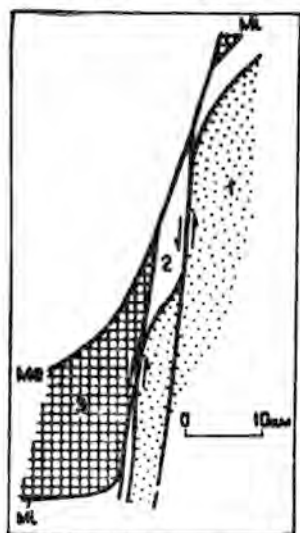


Рис. 45. Схема домиоценовых движений по линии Акаиси (по Т. Кимура, 1961). 1 — мезозойская группа Симанто, 2 — палеозойская группа Цицибу, 3 — кристаллические сланцы Самбагава-Микабу; тектонические линии: Me — Мериана, Mi — Микабу.

5, 6,5 и до 10 м. Данные о сдвигах с большой амплитудой левосторонних смещений для азиатской стороны появились сравнительно недавно. Эти разломы изучены еще недостаточно. Наиболее убедительные сведения имеются по описанному нами Центральному разлому Сихотэ-Алиня, по Японии (линия Акаиси), Тайваню, Филиппинам. Так же, как и североамериканские, на поверхности они выражены уступами в рельефе, троговыми долинами. Так же документируются различием геологического строения по обе стороны разлома и отличаются поразительной прямолинейностью.

Линия Акаиси (Kimura, 1961), проходящая к западу от Фосса Магны в направлении 8° , прослеживается по хорошо развитой зоне нарушения и по контрастности отложений, распространенных по обе стороны от нее (рис. 45). Палеозойская группа Цицибу (Chichibu) и мезозойская Симанто (Shimanto) распространены к востоку от линии, а кристаллические сланцы Самбагава-Микабу (Sambagawa-Mikabu) — к западу. Крутые наклоны, свойственные для разлома, наблюдаются в северной и южной его частях. Более полого наклонен разлом в средней части, но это объясняется последующими деформациями. В юго-западной Японии отложения Самбагава-Микабу, Цицибу и Симанто, в общем, простираются с востока на запад, формируя зональную структуру. Самбагава занимает

протяженности, причем на азиатской стороне они имеют преимущественно северо-восточное простирание (о некоторых отклонениях будет указано) и левостороннее смещение, а на американской — их простирание северо-западное, а смещение правостороннее (рис. 44). Складчатые структуры пересекаются сдвигами под острым углом, но также в общем большей частью имеют северо-восточное простирание на азиатской стороне и северо-западное — на американской. Особенность строения азиатской и американской сторон выражена наиболее отчетливо в крупных чертах — островные дуги и глубоководные желоба азиатской стороны и громадные поперечные разломы восточной части дна Тихого океана.

Правосторонние сдвиги с амплитудой смещения в сотни километров по американской стороне теперь считаются достаточно хорошо задокументированными (Ivanhoe, 1962; Latgam, 1964; Mc Kee, 1968; Roddick, 1967; Stewart, 1968; Patton, 1968). Менее крупные, но хорошо выявленные сдвиги того же знака многочисленны. Современные правосторонние смещения по Сан-Андреасскому разлому со средней скоростью до 3 см в год выявлены повторными геодезическими наблюдениями (Mead, Small, 1966), а одноразовые смещения при землетрясениях в отдельных местах достигали

северную часть, Цицибу — среднюю, а Симанто — южную. Линия Микабу (представляющая собой крутонаклоненный разлом), разделяющая отложения Самбагава-Микабу и Цицибу в этом районе, находится примерно в 20 км севернее Мисакубо к востоку от линии Аканси и близ Футамата к западу от нее. Соответственно, значит, линия Микабу смещена левым сдвигом приблизительно на 55 км по разлому Аканси. Тип разлома подтверждается рядом других наблюдений. Субпараллельно разлому Аканси выявлен (к западу от Уракавы) меньшей величины, но также хорошо доказанный левый сдвиг. В последнее время и внутри Фосса Магны установлены левые сдвиги, в отличие от домиоценовых по линии Аканси, смещающие миоценовые породы и частью активные при землетрясениях (Kimura, 1968).

Филиппинская зона разломов прослеживается, по мнению Аллена (Allen, 1962), через острова Минданао, Лейте и Лусон на 1200 км. На поверхности она выражена уступом в рельефе, троговыми долинами, смещениями речной сети и отличается исключительной линейностью в плане. По зоне разломов контактируют различные горные породы, что объясняется значительными смещениями, среди которых преобладали левые сдвиги. Сдвиговый тип Филиппинской зоны разломов с преобладанием левых смещений подтвержден исследованиями Т. Кимура (Kimura, 1968).

В. И. Тихонов и Г. Б. Удинцев (1960) предполагают недавнее, может быть продолжающееся и теперь, относительное смещение суши Камчатки к юго-западу, а подводного склона ее — к северо-востоку, то есть левый сдвиг. Такой вывод делается на основании характера структурного рисунка и наличия линейных рядов вулканов северо-западного простирания, приуроченных к разрывным зонам растяжения.

М. И. Стрельцов (1970), проведя для Курильских островов анализ разрывных нарушений, главным образом кулисообразно расположенных структурных элементов, пришел к выводу о ведущем значении левых сбросо-сдвиговых смещений по глубокому северо-восточному Срединно-Курильскому разлому, предположительно возникшему в позднем мелу.

Палеомагнитные исследования девяти подводных гор запада Тихого океана и трех вулканов Японии (Vacquier, Uyeda, 1967) дали интересные результаты, которые могут интерпретироваться как указывающие на смещение дна Тихого океана к северу.

Есть, правда, и противоречащие указанной закономерности сведения. Так, например, В. С. Рождественский в недавно опубликованной статье (1969) описал правые субмеридиональные сдвиги в Восточно-Сахалинских горах. Документация, содержащаяся в этой работе, недостаточна, чтобы судить о доказанности типа этих разрывов и смещения по ним.

Направление выявленных перемещений, таким образом, говорит об общем движении океанического блока к северу (во всяком случае, в при-контактных его частях), по отношению к Азии и Америке.

Судя по имеющимся данным, движения по сдвигам на азиатской и американской сторонах происходили в одном направлении в течение длительного времени — с мезозоя, местами с палеозоя, до кайнозоя, а для части разломов — до настоящего времени.

Закономерное простирание разрывов на американской и азиатской сторонах и направление движений по ним позволяет предположить, что они созданы силами, вызванными субмеридиональным горизонтальным сжатием. Только при такой ориентировке напряжения возможны левые сдвиги по северо-восточным и правые по северо-западным разломам. Некоторые отклонения от теоретически требуемых направлений отмечаются для разломов, находящихся на островных цепях. Так, линия Аканси имеет ориентировку 8° , тогда как следовало бы ожидать $20-30^\circ$, а Фи-

Филиппинский разлом отклоняется даже к северо-западу. Эти отклонения можно объяснить смещением и изгибом островных цепей (Vibloff, 1942; Kobayashi, 1948; Иванов, 1967, 1969; Кропоткин, 1960), происшедшими уже после заложения указанных разломов. Японская цепь была изогнута и отодвинута к востоку с небольшим увеличением амплитуды смещения для южной части разлома Аканси, а разница в смещении южной и северной частей Филиппинской цепи была, очевидно, весьма значительной. В этом отношении в литературе имеются крайне интересные сведения о том, что дотретичные сдвиги по Филиппинской зоне, когда она, следовательно, по нашим предположениям, имела северо-восточное простирание, были левыми, а третичные — оказываются правыми (Rutland, 1967)*. Сказанное о закономерной связи простирания сдвигов и направления смещения по ним оказывается характерным вообще для большинства крупных разломов Земли и, как выявлено теперь, правда, еще по немногочисленным примерам, установлено и для Луны (Каттерфельд, 1970).

Можно ли объяснить рассмотренное выше движение масс океанического блока, относительно континентальных, только горизонтальным меридиональным сжатием литосферы? Весьма большая суммарная величина смещений, движение по дугообразным направлениям (Аляска)** и некоторое несоответствие направления смещений и ориентировки разломов (Филиппины)*** требуют, вероятно, привлечения и других сил. Возможно, это конвекционные, гравитационно-конвекционные течения (смещения) в верхней мантии океанического блока, направленные субпараллельно его окраинам (и тогда понятно полосатое магнитное поле, отражающее струйчатость течений), а затем погружающиеся где-то в северной и западной частях Тихого океана. Может быть, в данном случае приложимо и представление о расширении океанического дна или о дрейфе континентов, но последнему противоречит удивительная прямолинейность большей части разломов, постоянство ориентировки и длительность их жизни. Так что если континенты и двигались, то не перемещаясь через разломы и не искривляя их. Следовательно, нужно говорить не о «дрейфе континентов» или «плавании материков», а о смещениях блоков литосферы (вероятно на уровне астеносферных слоев) вдоль разделяющих эти блоки разломных зон.

Принимая предположение о движении океанического блока в общем к северу, по отношению к континентам, складчатые структуры окраин Американского и Азиатского блоков можно рассматривать как созданные сдвиговыми смещениями. Это подтверждается закономерным во многих случаях положением складок по отношению к одвигам — под углом 10—30° к востоку при левом северо-восточном (например, ЦР) и к западу при правом северо-западном (Сан-Андреасский разлом) сдвигах, и нередко косо ориентированными к простиранию геосинклинальных прогибов складчатыми структурами, а также широким развитием складок с круто наклоненными шарнирами, возникновение которых закономерно в поле напряжения, характерного для сдвигообразования (когда среднее главное напряжение ориентировано вертикально).

Зависимость простирания складчатых структур от ориентировки сдвиговых разломов особенно отчетливо видна на примере недавно опи-

* Рутланд, правда, отмечает, что сделанные им выводы не имеют достаточных прямых геологических доказательств.

** Разломы Калтаг и Денали могут теоретически рассматриваться и как созданные меридиональным давлением, но в таком случае относятся к структурам высоких порядков или как обусловленные широтно ориентированным главным горизонтальным сжатием.

*** Предполагаемое смещение Филиппинских островов, о чем говорилось выше, не может считаться доказанным.

санных разломов Аляски. Так, по отношению к правому сдвигу Тинтина Тренч (Roddick, 1967) северо-западного простирания, складки, также северо-западного простирания, ориентированы под острым углом, отклоняясь к западу (рис. 46). По отношению к правому же сдвигу Калтар

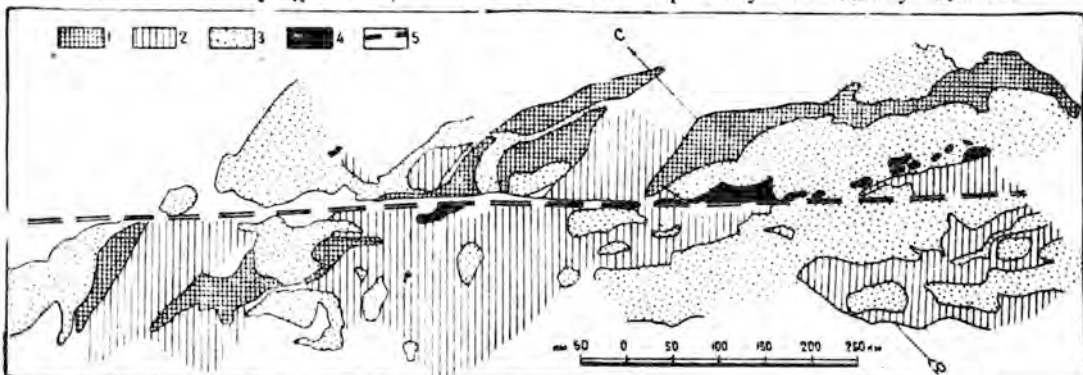


Рис. 46. Схема разлома Тинтина (по J. A. Roddick, 1967). 1 — докембрийская группа «Grit», 2 — породы более древние, чем эта группа, 3 — палеозойские и мезозойские осадочные и вулканические породы более молодые, чем эта группа, 4 — диориты, 5 — разлом

(Patton, Hoare, 1968), но северо-восточного простирания, складки, имеющие уже северо-восточное простирание, ориентированы под острым углом к разлому, но с отклонением к северу (рис. 47). Надо к тому же иметь в виду, что эти разломы являются как бы продолжением один другого и образуют дугу выпуклостью к северу (рис. 44).

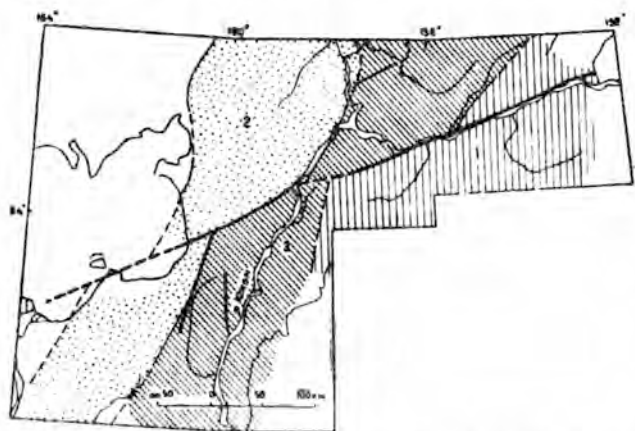


Рис. 47. Схема разлома Калтар (по Patton и Hoare, 1968). 1 — главным образом осадочные и вулканогенные палеозойские и раннемезозойские образования, 2 — западный пояс мощной осадочной толщи мела, 3 — восточный пояс маломощных меловых осадочных отложений, смятых в складки совместно с юрскими и раннемеловыми вулканическими образованиями; жирной линией показан разлом

разрывообразования, и к его схеме, естественно, надо добавить разрывы с левым сдвиговым смещением на одной стороне и с правым — на другой, проходящие под острым углом к складкам и под меньшим, чем они, по отношению к линии главного горизонтального напряжения.

Образование эшелонированных структур в сходных условиях действия горизонтального давления воспроизведено экспериментально и подтверждено геологическими примерами С. Токуда (Tokuda, 1926). Приведенный им в статье рисунок одного из его экспериментов (рис. 48), ориентированный в соответствии с приложением сил, может служить схематической моделью складчатых структур северной части Тихоокеанского пояса. Токуда не рассмотрел вопросов



Рис. 48. Симметричная эшелонированная складчатая структура, полученная в экспериментах Токуда (Tokuda, 1926). Стрелкой показано направление приложения силы

Ли (1952, 1958)* также говорит о сдвиговом происхождении групп параллельных складок, распространенных в Китае на обширных площадях. Эти складки, относимые им к типу, обозначенному греческой буквой кси, имеют выдержанное северо-восточное простирание, и по экспериментальным данным, которые в общем согласуются с существующими теоретическими представлениями, их оси составляют угол около 45° с направлением движения масс и приложенных сил, то есть очень близкий к наблюдаемому для складчатых структур Сихотэ-Алиня, если принять меридиональную ориентировку напряжения.

Закономерно расположены и многие интрузивные массивы и цепочки массивов, нередко контролируемые разрывами. Они имеют удлиненную форму и вытянуты иногда субпараллельно главному сдвигу, но чаще складчатым структурам, и обычно ориентированы под острым углом к разлому, отклоняясь, так же, как и складки, к востоку по отношению к северо-восточным левым (например, ЦР) и к западу по отношению к северо-западным правым (цепочка диоритовых массивов разлома Тинтина Тренч, рис. 46) сдвигам.

В общем можно сделать вывод, что в первые этапы деформаций, вызванных меридионально ориентированным главным горизонтальным сжатием и относительным перемещением океанического блока (или его периферических частей) к северу, на окраинах континентов происходило образование складчатых структур по типу складок волочения (Муди и Хилл, 1960) или эшелонированных систем Токуда (1926) и Ли (1952, 1958), с соответствующей переориентировкой полей напряжения и возникновением связанных со складчатостью разрывов. После достижения определенной степени сжатия и консолидации, в разных районах в различное время, возникли крупные разрывы с горизонтальным смещением типа описанных левых на окраине Азии и правых по американской стороне, закономерно ориентированные по отношению к главному горизонтальному сжатию. Складчатые структуры продолжали свое развитие и формировались вновь по типу складок волочения, ориентированных под острым углом к сдвигам.

В третичное время в Азии развитие сдвигов привело к отсечению от континента узких блоков, к образованию островных дуг (см. ниже). Главные сдвиговые деформации несколько сместились к востоку, по сравнению с их положением в меловое время.

* Как в отношении идей, так и экспериментов Ли очень многое заимствовал у Токуда (1926).

Наряду с высказанными соображениями следует учесть и возможно существенное значение деформирующих сил при мезозойском складкообразовании, направленных со стороны океана. Так, С. Ехара (1960) на основании анализа палеозойских и мезозойских структур делает вывод о том, что при дотретичных деформациях в Японии давление было направлено со стороны Тихого океана. В Ларамийскую эпоху в связи с этим, по его мнению, происходило выжимание пород вдоль меднальной линии и оттеснение их к северу. Тектонические перемещения с юга и юго-востока на северо-запад указываются японскими геологами на Хоккайдо (Минато Масао, 1968). Преобладание давления к западу в частности отмечено для юрских и меловых дислокаций. В Приморье, в направлении с юго-востока на северо-запад, в мезозое выклиниваются стратифицированные толщи, сокращается количество внедрившейся магмы, ослабевают интенсивность складчатости и метаморфизма. Есть прямые геологические данные о тектоническом перемещении масс в этом направлении. Эта общая закономерность усложнена лишь местными отклонениями.

Возникновение сил, направленных со стороны океана, можно связать с активизацией процессов, происходящих в мантии Тихоокеанского блока. Наибольшая активность мантии, по всем имеющимся сейчас данным, относится ко второй половине мела, что полностью соответствует времени сильнейших складчатых деформаций. Вулканизм в Тихом океане достиг в это время (60—100 млн. лет назад) максимальной силы, образовалась большая часть вулканов и подножий архипелагов. К этому же времени произошло воздымание Поднятия Дарвина (Menard, 1964), о масштабах которого можно судить по охваченной им площади — $10\,000 \times 4000$ км и амплитуде более 2 км.

В кайнозое давление и движение масс изменило направление на противоположное мезозойскому, особенно отчетливо с конца палеогена. Эту смену направления давления можно, как будет видно ниже, также рассматривать как следствие сдвигов, но во многом она была обусловлена, облегчена изменением состояния верхней мантии Тихоокеанского блока. Действительно, именно в это время здесь начинается период снижения активности мантии — прекращается или ослабевает вулканическая деятельность, происходит опускание дна океана на обширных площадях.

Принимая сдвиговые смещения за основные, необходимо объяснить образование островных дуг и появление напряжений, ориентированных приблизительно поперек главных структур на азиатской стороне.

Для этого можно предположить, что по левым сдвигам от Азиатского континента были отсечены узкие блоки, которые, в соответствии с общим относительным движением перемещались к северу. Блоки в их фронтальных частях, естественно, встретили значительное сопротивление, а затем и преграду. Это привело, как видно на примере Японии, к их изгибанию с выпуклостью, направленной в сторону океана — туда, где отсутствовала мощная сиалическая кора, и отодвиганию в этом же направлении (Kienzie, Scharon, 1966; Kawai et al, 1969), но, по-видимому, лишь тогда, когда активность мантии и, следовательно, давление со стороны Тихоокеанского блока были ослаблены. Ориентировкой главного горизонтального сжатия в меридиональном направлении, приведшего к изгибу островных блоков и отодвиганию их к востоку, можно объяснить отсутствие или ослабление вулканической деятельности на их субширотных отрезках, например, острова Хонсю.

По этому же типу могли быть изогнуты (в общем движении океанических окраин) не только отколовшиеся сиалические блоки, но и другие линейные структуры, субпараллельные краю континента — вулканические цепи, разломы, симатические блоки.

Движение блоков сложное, оно вовлекло различные, в том числе глубокие горизонты, о чем свидетельствуют глубоководные землетрясения, создало глубоководные желоба. Возможность таких движений подтверждается данными (Доменницкая, 1967; Ващилов, 1968, и др.) о существовании в пределах зоны перехода от Азиатского континента к Тихому океану ослабленных (астеносферных) слоев на разных глубинах — 60—80, 110—150, 230—300 и 400—470 км.

При создавшихся условиях естественна переориентировка главного горизонтального напряжения перпендикулярно к основным морфоструктурам.

В соответствии с таким представлением развития островных дуг оказывается закономерным образование вулканических поясов вдоль раздвигающихся трещин отрыва блоков от континента, появление продольных разломов (по «нейтральным» зонам, между областями сжатия и растяжения), разделяющих островные дуги на внешний и внутренний пояса и крупных поперечных расколов типа Фосса Магна. В тылу отдвигающихся блоков также возникали зоны растяжения и глубинные разломы. По этим разломам поступало большое количество вещества и энергии. Это видно на примерах образования зеленотуфовой формации Японии, подводной возвышенности Ямато, представляющей собой, по новейшим данным, вулканы позднего кайнозоя, сформировавшиеся на коре субокеанического типа*, извержений современных вулканов. Именно здесь выявлены аномально высокие тепловые потоки (Любимова, 1968; Yasui Masashi et al, 1966; Исаев, 1969; Попова и др., 1969). Все это способствовало процессу смещения островных цепей в сторону океана, создавая дополнительное давление в этом направлении. Следует отметить, что изменение состава магмы, характеризующееся последовательным увеличением ее основности (отношение кислых пород к основному, по Сигимура и др., в нижнем и среднем миоцене 6:4, в верхнем миоцене и плиоцене — 3:7, в четвертичное время — 2:8), свидетельствует о постепенном проникновении разломов на все большую глубину**.

Третичные надвиговые структуры Японии, Камчатки (Тихонов, 1968) и других дуг, а также системы северо-восточных правых и северо-западных левых сдвигов, например, указанные И. В. и П. В. Флоренскими для Камчатки (1969), созданы уже, по-видимому, при напряжениях, ориентированных в субширотном направлении.

Вероятность левых сдвигов между континентом и островными блоками подтверждается появлением на континенте в третичное время северо-западных зон растяжения, расположенных теоретически закономерно по отношению к этим предполагаемым сдвигам. В Сихотэ-Алине это кратко описанные выше поперечные (295—310°) зоны, характеризующиеся развитием сбросов, образованием депрессий, проникновением магмы к поверхности. Со сдвиговыми же смещениями между континентом и островными дугами, возможно связан изгиб южного конца ЦР, где он имеет теперь более близкое к меридиональному простирание.

Относительное смещение океанического блока могло быть причиной возникновения эшелонированно расположенных структур и цепочек вул-

* Есть и другие представления, по которым считается, что в пределах этой возвышенности существует кора континентального типа (Береснев, 1969). Интересные сведения получены недавно в результате драгирования, которым в пределах возвышенности Ямато со дна подняты граниты, вулканы и туфогенные песчаники с отпечатками верхнетретичной (?) фауны (устное сообщение Б. И. Васильева).

** Все большее и большее количество магмы основного состава появляется, следовательно, на последних этапах геологической истории островных дуг. Таким образом, при разрушении кислых пород (гранитов и осадочных отложений) и выносе продуктов этого разрушения в океан, происходит постепенное замещение их основными. Возможно, это закономерный процесс уничтожения отодвинутых сиалических блоков континентальной земной коры — их базификация.

канов Японии и других островных дуг, но возможно, что в какой-то мере возникновение этих эшелонов обязано уже сдвигам, происшедшим по продольным разломам островных цепей в результате их изгибания.

На американской стороне меридиональные напряжения, как и сдвиговые смещения, оказываются господствующими и сейчас. Последние, как и следует ожидать, отличаются мелкофокусными землетрясениями. Избыток смещенных к северу масс с западной стороны сдвигов оттесняется в сторону океана по широтным разломам, что видно, например, по непосредственной связи Сан-Андреасского сдвига с разломами Мендосино и Бланко (Tobin, Sykes, 1968; Moog, 1970) и по сейсмологическим данным о направлении смещений при землетрясениях, которые здесь оказываются северо-западными.

Именно этим можно объяснить различие в строении и ориентировке напряжений американской и азиатской сторон.

Итак, мы видим, что субмеридиональное напряжение и относительное движение масс океанического блока литосферы к северу играло главную роль в создании структуры переходной зоны от континентов к океану. ЦР является одним из основных и вполне закономерным элементом этой структуры.

SUMMARY

The Central Sikhote-Alin fault (CF) trending through the Sikhote-Alin folded region, and has been traced geologically striking north 20° to 25° east for at least 700 km; it extends far northeastward probably to the edge of the continent.

The relief of CF zone is typical — the river valleys confined to it with unusual straight-linear directions. On the divides or slopes the fault is marked by slight ledges or hollows. The altitude main line of CF varies from 0 to 705 m. The nearest summits are higher than hundred metres but somewhere a thousand metres above the CF trench and more. There are many places with the sharp differences in the relief to the east and west from the CF. On both sides of the CF there are relatively high-mountain sectors, but the difference in altitudes does not indicate the difference of vertical movements. Complicated tectonics of the CF zone is expressed in the fanciful relief. The latter arises in the places of development of the numerous feather faults bounding the blocks of the different rocks.

The CF sprang up in the Jurassic or Early Cretaceous. The first volcanic rocks distinctly related with the CF are established in the north of Maritime Province. These rocks are referred to Lower Cretaceous. Also on the north the earlier faultside coarse-fragmental formations were found. They are represented by Valanginian large pebble and boulder conglomerate with *Aucella*. In other areas of the CF zone only Upper Cretaceous volcanic and faultside sedimentary deposits are known. The Senonian-Paleocene volcanic and tuffaceous rocks were disturbed with the CF, but their upper layers were not everywhere touched by considerable displacements. The Eocene-Oligocene continental deposits show no evidence of lateral movements, that is evident in the Yanmuthousa depression.

The CF is a narrow zone and includes many simple and complex high-angled, gentle, straight, curved, branched fault planes, among which can always be distinguished a principal one that is strictly straight and linear within its entire length. This principal plane is approximately vertical and just divides two different blocks.

Very large displacement of the blocks along the CF is doubtless. In the southern part it is demonstrated by the contrast of their construction. On the west side of the CF at interval 40 km there is the Silurian-Devonian terrain (which is the earliest for Sikhote-Alin), but on the east side there are mainly the Mesozoic sedimentary deposits. Northwardly the CF cuts one of the largest and best studied structures — the Sandagou-Okrainsky Mesozoic sinclorium. The CF clearly cuts the boundaries of the distribution of the facieses of the Cretaceous marine sediments.

Left lateral movement along the CF is proved with its specific influence upon the adjoined structures which are formed a regular arched bends of the fold axes and the unsymmetrical and overturned folds. There are direct observations over the outcrops of the main fault plane and numerous subparallel planes. These observations also indicate the above mentioned displacement by the typical slickensides with the striations and grooves oriented nearly horizontally or under low angle in the most cases.

The amplitude of displacement may be determined only provisory by indirect evidences. The disposition of the facial boundaries of the Cretaceous terrain is the main evidence, showing that this displacement is equal 150—200 km. The exact value of displacement cannot be established because the facial boundaries approach the CF at acute angles. The granitoid masses are cut and shifted in many cases. Looking at the geological maps attentively one can see a certain regularity in their quantity of the displace-

cement. To the north of the Meridional fault (that joins the CF in the west at a small angle) granitoid masses are shifted for 60 km approximately, by the Meridional fault — 40 km, and by the CF to the south of the Meridional fault these values are summed and total displacement along CF is equals 100 km. There is some reason to suppose that first the East block had been moved mostly to the north, and then the West block was moved along the Meridional fault and southern part of the CF.

The theoretical premises and geological and geophysical data at the present time permit us to build a model with relatively larger thickening of the crust within the frontal parts of moving blocks, where pressure, folding and thrusting were intensive. It is here the most advantageous conditions for the origin of some magma chambers were formed. Such a model is agrees with new data about crustal thickness. The whole model seems necessary to be oriented not horizontally but under low angle northward.

The importance of the CF for metallogeny is the following: the first — the movements connected with CF, to some extent, have prepared the ore-bearing and ore-controlling structures; the second — communication with deep levels of the crust and perhaps with the upper mantle was reached; the third — the origin of the granitoid magma (with all consequences) was provoked. The magma to a great extent promoted the metals to be extracted, seized, concentrated and carried out to the high level of the crust. The scale of these processes can be appreciated by the capacity of granitoid masses with metallic elements more than clark, and by the size of the deposits, which were formed under favorable conditions. Final formation of the deposits, however, in many cases was dependent upon the younger deformations, magmatic and hydrothermal activity. The latter caused the formation of the independent deposits as well. There is a clear zonality in the distribution of mineral deposits which shows the regular changes in deposits composition and their genetic types from the CF to the edge of the continent. This regularity depends upon the following cardinal factors: the distance from CF and its granitoids, the thickness of the crust, the lithology of rocks, the originality of the tectonic structures, the young magmatism, the depth of erosion.

The Asiatic and American sides of the north half of the Pacific are the glassy reflection, although distinguished with some typical features. There are very long stretched and large amplitude wrench faults on both sides. It is known, that faults with north-east trends and left-lateral displacement are typical for the Asiatic side, on the contrary, the faults with north-west trends and right lateral displacement are characteristic for the American side. The folded structures are intersected with the faults at acute angle, but also the greatest parte of them trending north-east on the Asiatic, and north-west on the American sides.

The wrench faults are easily formed on the fringe of the continents, because the sialic sheet within the ocean is absent and the continental crust blocks may move to this direction. It is here the largest and well proved wrench faults are known. Inland, due to the wrench faulting, there is no free place for spreading of the crust athwart direction and the blocks must move upward or thrust over one another. The structural features of the wrench fault zones are also different. For example, the CF is rather more similar to the wrench faults of the west continental margin of North America, than with the inner continental wrench faults.

The shifts on the Asiatic and American borderlands give evidence of the general relative movement of the oceanic block to the north. The displacement along the faults continued in the same direction during a long

time-since Mesozoic, somewhere since Paleozoic, till Cenozoic, and for the certain faults to the present.

The regular trend of the faults on the Asiatic and American continental margins and direction of the movements along them, give us the opportunity to suppose, that they were formed by the forces arising from submeridional horizontal pressure. Left lateral displacement along the north-east faults and right lateral one on the north-west faults is possible only at that orientation of pressure. Some divergences from that regular trend of the faults are distinguish for faults investigated on the islands, but this phenomenon may be explained by the displacement and curve of the island arcs.

In the first stages of deformation due to the meridional maximum tangential stress and relative movements of the oceanic block (or its peripheral parts) to the north, on the continental margins the folded structures have been formed according to deformation of a simple shear or its combination with pure shear (an echelon systems, a drag folds etc.). Perhaps at the same time significant deforming forces have acted from the Ocean towards the continent. After the compression and the consolidation had been achieved to a certain degree, the system of regular shear planes with large lateral displacement arose. The CF is one of the principal members of that system. The folded structures then continued their development and were formed again according to the type of drag folds, oriented at acute angle to the faults.

For explanation of the origin of all borderland structures in the north part of the Pacific block of lithosphere, in addition to the main cause — the submeridional horizontal pressure, it is perhaps necessary to take into account the convection, gravitational-convection current of the upper mantle, the ocean floor spreading or the continental drift. But the latter contradicts to the large wrench faults, which are straight-linear (in the great part), regularly oriented and longlived. Therefore, providing the continents moved, they did not transfer over those faults, did not bend them, we must speak about displacement of the blocks of lithosphere, probably at the level of asthenospheric layers, along great fault zones, but not about continental drift.

ЛИТЕРАТУРА

- Апродов В. А. Структурно-геотектоническая классификация глубинных разломов. Сборн. «Глубинные разломы». «Недра», 1964.
- Балакина Л. М. Общие закономерности в направлениях главных напряжений, действующих в очагах землетрясений Тихоокеанского сейсмического пояса. Изв. АН СССР, сер. геол., 11, 1962.
- Балакина Л. М. и др. Исследование напряжений в очагах землетрясений. Вестн. АН СССР, 1, 1968.
- Барсуков В. Л., Дурасова Н. А. Металлоносность и металлогенная специализация интрузивных пород районов развития сульфидно-касситеритовых месторождений (Мяо-Чана и Сихотэ-Алиня). «Геохимия», 2, 1966.
- Белоусов В. В. и Рудич Е. М. О месте островных дуг в истории развития структуры Земли. «Сов. геол.», 10, 1960.
- Белоусов В. В. Тектоносфера Земли (результаты и задачи исследований). «Сов. геол.», 1, 1969.
- Беляевский Н. А. и Громов Ю. Я. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. Докл. АН СССР, 103, 1, 1955.
- Беляевский Н. А. и др. Геология Приморского края. Госгеолтехиздат, М., 1955.
- Беляевский Н. А., Громов Ю. Я. Палеозойский этап геологического развития Сихотэ-Алиня и Южного Приморья. «Сов. геол.», 7, 1962.
- Беляевский Н. А., Борисов А. А. Глубинное строение северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса. «Сов. геол.», 9, 1964.
- Беляевский Н. А., Петрушевский Б. А. Основные проблемы геологии зоны сочленения Азиатского материка и Тихого океана. Сборн. «Тектон. Сов. ДВ и прилег. акваторий». «Наука», М., 1968.
- Беляевский Н. А. и др. Строение земной коры территории СССР и омывающих морей по опорным сечениям. «Геотектоника», 2, 1970.
- Береснев А. Ф., Ковылин В. М. Некоторые особенности глубинного строения земной коры южной части Японского моря. Изв. АН СССР, сер. геол., 5, 1969.
- Берсенев И. И. О тектоническом районировании Приморья. Сообщ. ДВФСО АН СССР, 10, 1959.
- Берсенев И. И. Основные черты тектоники Приморского края. Сборн. «Геол. и металл. Сов. сектора Тихоокеанского рудного пояса», Изд. АН СССР, 1963.
- Берсенев И. И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиня. Докл. АН СССР, 158, 4, 1964.
- Бурдэ А. И. Интрузии левобережья р. Арму и связь с ними оруденения. Информ. сборн. Приморск. геол. управл., Владивосток, 2, 1961.
- Буртман В. С. и др. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. Тр. ГИН АН СССР, 30, 1963.
- Васильковский Н. П. Особенности строения и геологическая история североазиатской ветви Тихоокеанского пояса. Сборн. «Геол. зоны перехода от Азиатск. материка к Тихому океану». «Наука», М., 1968.
- Вашилев Ю. Я., Гайнапов А. Г. Особенности распространения плотностных неоднородностей в земной коре и верхней мантии. Сборн. «3-я научн. отчетн. конфер. Геол. фак. МГУ, 1966», М., 1968.
- Велинский В. В. и др. О возможном механизме образования магматических очагов в условиях коры и верхней мантии. Докл. АН СССР, 188, 6, 1969.
- Велинский В. В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования. «Геол. и геоф.», 1, 1970.
- Виноградов А. П. Средние содержания химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры. «Геохимия», 7, 1962.
- Вистелиус А. В. и др. Основные закономерности распределения калия в послелюрьских гранитоидах северо-востока Азии и примыкающих частей Тихого океана. Докл. АН СССР, 184, 2, 1969.
- Галицкий В. В. Урало-Тяньшанская зона сдвигов. «Сов. геол.», 9, 1940.
- Генетические типы, условия образования и закономерности размещения месторождений олова и вольфрама северо-западного сектора Тихоокеанского рудного пояса. (Материалы симпозиума, посвященного акад. С. С. Смирнову). ДВФСО АН СССР, 1966.
- Геологическое развитие Японских островов. Ред. Минато Масао и др., М., 1968.
- Геология и минеральные ресурсы Японии. ИЛ, 1961.
- Геология СССР, 32, Приморский край. «Недра», М., 1969.
- Геохимические циклы Дальнего Востока (сборник). Владивосток, 1969.
- Говоров П. Н. и др. Признаки и факторы геохимической специализации гранитов Дальнего Востока. «Геохим. критерии потенциальной рудоносности гранитов», Иркутск, 1970.
- Долицкий А. В. Осевая симметрия линейных структурных элементов земной коры. Докл. АН СССР, 177, 1, 1967.

- Долицкий А. В. Глобальные структурные планы, их перестройка и движение географических полюсов. Докл. АН СССР, 184, 1, 1969.
- Додоманова Е. И., Кигай В. А., Руб М. Г., Фаворская М. А. Новые данные о связи оруденения с магматизмом в пределах Тихоокеанского рудного пояса. Геол. и металл. Сов. сектора Тихоокеан. рудн. пояса. Изд. АН СССР, М., 1963.
- Доменницкая Р. М. Кора и мантия Земли. Изд. «Недра», М., 1967.
- Драновский Я. А., Берсон Г. Л. Тектоническая схема северо-западной части Тихоокеанского складчатого пояса. «Геол. и геоф.», 3, 1969.
- Дрейф континентов (сборник). «Мир», М., 1966.
- Залищак Б. Л. и др. Щелочные породы Приморья. Геол. и металл. Сов. сектора Тихоок. рудн. пояса. Изд. АН СССР, 1963.
- Залищак Б. Л. Кокшаровский массив ультраосновных и щелочных пород. «Наука», М., 1969.
- Зверев С. М. и др. Новые данные о строении земной коры Сахалино-Хоккайдо-Приморской зоны. Сборн. «Строение и развитие земной коры на Сов. Дальн. Востоке». «Наука», М., 1969.
- Иванов Б. А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. «Сов. геол.», 10, 1960.
- Иванов Б. А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). Докл. АН СССР, 138, 4, 1961.
- Иванов Б. А., Надежкина З. Е. Новые данные о возрасте больших габброидных интрузий Сучанского района (Южное Приморье). Информ. сборн. Приморск. геол. управл., 3, 1962.
- Иванов Б. А. К вопросу о границе герцинской складчатости и наличии широтного структурного шва в Южном Сихотэ-Алине. «Сов. геол.», 2, 1962.
- Иванов Б. А. Некоторые общие предположения, основанные на видимой связи гранитоидных интрузий с Центральным Сихотэ-Алинским разломом (сдвигом). Информ. сборн. Приморск. геол. управл., 4, 1963.
- Иванов Б. А. Палеотектонические схемы главных фаз мезозойского тектогенеза Южного Сихотэ-Алиня. «Складчатые области Евразии». «Наука», М., 1964.
- Иванов Б. А. К стратиграфии мела Южного Сихотэ-Алиня. Бюлл. МОИП, отд. геол., 39, 4, 1964.
- Иванов Б. А. Главные особенности магматической деятельности на разных этапах геологического развития Южного Сихотэ-Алиня. «Геол. и геоф.», 3, 1966.
- Иванов Б. А., Уткин В. П. Условия залегания слоев с *Charmosseiceras* на полуострове Трудном (Ю. Приморье). Информ. сборн. Приморск. геол. управл., 6, 1968.
- Иванов Б. А. Ориентировка напряжений и движения блоков земной коры на контакте континентов и северной части Тихого океана. Сборн. «Давления и механ. напряжения в развитии состава, структур и рельефа литосферы», Л., 1969.
- Иванов Ю. Г., Левашов Г. Б. Вольфрамовые рудопроявления в гранитоидах левобережья р. Сучан. Информ. сборн. Приморск. геол. управл., 6, 1968.
- Изох Э. П. и др. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 21, 1957.
- Изох Э. П. О роли разломов глубокого заложения в пространственном размещении интрузий (на примере некоторых районов Дальнего Востока). «Сов. геол.», 4, 1961.
- Изох Э. П. Поперечная зональность структуры Сихотэ-Алиня. «Геол. и геоф.», 1, 1966.
- Исаев Е. Н. О вязком течении астеносферы под островными дугами. Докл. АН СССР, 184, 2, 1969.
- Ицкисон М. И. Связь металлогении с глубинными разломами в северо-западной части Тихоокеанского рудного пояса. «Геол. рудн. месторожд.», 2, 1963.
- Ицкисон М. И. Новые аспекты металлогении подвижных поясов восточноазиатского типа в связи с особенностями глубинного строения Тихоокеанской окраины СССР. Сов. геол., 1, 1966.
- Ицкисон М. И., Красный Л. И. Некоторые проблемы геотектоники и металлогении Востока СССР. «Геотектоника», 2, 1970.
- Караулов В. В. О нахождении древнейших онколитов и катаграфий в палеозое Шантарских островов. Докл. АН СССР, 175, 5, 1967.
- Каттерфельд Г. Н., Чарушин Г. В. Глобальная трещиноватость Земли и других планет. «Геотектоника», 6, 1970.
- Кипарисова Л. Д. Палеонтологическое обоснование стратиграфии триасовых отложений Приморского края. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 48, 1961.
- Кириков Д. А. Главнейшие системы глубинных разломов подвижных областей Востока СССР и их роль как магмоконтролирующих структур. Тр. ВСЕГЕИ, 135, 1967.
- Кобаяси Т. «Триасовый орогенез Акибси». Вопр. совр. заруб. тект. ИЛ, 1960.
- Коновалов В. П. К вопросу о состоянии изученности нижнемеловых тригонид Южного Приморья. Информ. сборн. Приморск. геол. управл., 3, 1962.
- Космическая И. П. Современные сейсмические данные об океанической и континентальной земной коре. Бюлл. МОИП, отд. геол., 42, 5, 1967.
- Красилов В. А. Первые находки девонской флоры в Приморье. Докл. АН СССР, 183, 1, 1968.

- Красный М. Л. Аномальное магнитное поле Японского моря. Докл. АН СССР, 190, 2, 1970.
- Кропоткин П. Н., Власов Г. М. Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса. Сборн. «Геол. и металл. Сов. сектора. Тихоок. рудн. пояса». Изд. АН СССР, М., 1963.
- Кропоткин П. Н., Шахварстова К. А. Геологическая структура Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН АН СССР, 134, 1965.
- Лазарев А. З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. Тр. XVII сессии МГК, 2, 1939.
- Ларин В. И. К вопросу о механизме отделения рудных растворов от гранитных интрузий малых глубин. «Геол. рудных месторожд.», 6, 1969.
- Ли Сы-гуан. Геология Китая. ИЛ, М., 1952.
- Ли Сы-гуан. Вихревые структуры. «Госгеолтехиздат», М., 1958.
- Лукьянов А. В. Горизонтальные движения по разломам, происходящие при современных катастрофических землетрясениях. Тр. ГИН АН СССР, 80, 1963.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. Тр. ГИН АН СССР, 136, 1965.
- Любимова Е. А. Термика Земли и Луны. «Наука», М., 1968.
- Магматические и метаморфические комплексы Дальнего Востока СССР (тезисы докладов на первом Дальневосточном петрографическом совещании). Хабаровск, 1967.
- Марков М. С. и др. О сочленении структур Восточной Камчатки и Алеутской островной дуги. «Геотектоника», 5, 1969.
- Материки М. П. и Павловский А. Б. К вопросу о магматических источниках оруденения и об относительной глубине формирования месторождений касситерито-кварцевой и касситерито-сульфидной формаций. «Сов. геол.», 9, 1959.
- Материки М. П. О некоторых различиях в формах связи касситерито-сульфидных месторождений с интрузиями. Сборн. «Магматизм и связь с ним полезных ископаемых», 1960.
- Мезозойские и кайнозойские структурные зоны запада Тихоокеанского пояса. «Наука», 1965.
- Мишкин М. А. и др. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье. Докл. АН СССР, 190, 6, 1970.
- Муди Дж. Д. и Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. Сборн. «Вопросы современной зарубежной тектоники», ИЛ, 1960.
- Назарова А. С., Пантелеев А. И., Александров Е. П. К вопросу о возрасте оловянного оруденения в Южном Приморье. Изв. АН СССР, сер. геол., 1, 1969.
- Огнев В. Н. Таласо-Ферганский разлом. Изв. АН СССР, сер. геол., 4, 1939.
- Огнев В. Н. О сдвигах в земной коре. Сборн. «Глубинные разломы», М., 1964.
- Октябрьский А. Т. и др. Щелочные породы Кошаровского массива. Информ. сборн. Приморск. геол. управл., 1, Владивосток, 1960.
- Остроумов Р. Е. Дугообразные разломы Тетюхинского и смежных с ним районов Приморья и их роль в размещении эндогенной минерализации. Сборн. «Геол. и металл. Сов. сектора Тихоок. рудн. пояса». Изд. АН СССР, 1963.
- Павлов Е. С. Новые данные о закономерностях размещения эндогенного оруденения в Приморье. Докл. АН СССР, 153, 2, 1963.
- Павлов Е. С. Глубинные разломы и размещение эндогенного оруденения на территории Приморья. «Сов. геол.», 2, 1964.
- Павлов Ю. А., Юнов А. Ю. О мощности земной коры на Камчатке. Докл. АН СССР, 191, 1, 1970.
- Паклин А. П. О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движений по ним. Информ. сборн. Приморского геол. управл., 4, 1963.
- Паклин А. П. О Центральном и Меридиональном разломах Сихотэ-Алиня. Материалы по тектон. и петрол. Тихоок. рудн. пояса. ДВФСО АН СССР, 1964.
- Пейве А. В. Горизонтальные движения земной коры и принцип унаследованности. «Геотектоника», 1, 1965.
- Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. «Геотектоника», 5, 1967.
- Петрушевский Б. А. К проблеме Тихоокеанского подвижного кольца. «Сов. геол.», 3, 1964.
- Петрушевский Б. А. К истории развития зоны сочленения азиатского материка и Тихого океана. Бюлл. МОИП, отд. геол., 41, 1, 1966.
- Попова А. К. и др. Глубинный тепловой поток и его связь с тектоническим строением дна Тихого океана. «Океанология», 9, 3, 1969.
- Путинцев В. К. К вопросу о химизме гранитоидов Южного Приморья. Сб. ВСЕГЕИ «Материалы по геологии и полезн. ископ. ДВ», 1954.
- Пучков В. Н. Происхождение рифтовых морей. Изв. АН СССР, 3, 1964.
- Пушаровский Ю. М. Тихоокеанский тектонический сегмент земной коры. «Геотектоника», 5, 1967.
- Радкевич Е. А. Особенности минерализации Приморья. Сборн. «Геол. и металл. Сов. сектора Тихоок. рудного пояса». Изд. АН СССР, 1963.
- Радкевич Е. А. и др. Об отношении оловянной и золотой минерализации к главнейшим структурным элементам юга Дальнего Востока. «Геол. и геоф.», 3, 1965.

- Радкевич Е. А. **Металлогения Востока СССР**. Сборн. «Проблемы металлоген. Сов. Дальнего Востока», «Наука», М., 1967.
- Радкевич Е. А. **Сравнительная характеристика западной ветви Тихоокеанского и Средиземноморского рудных поясов**. «Геол. и геоф.», 11, 1967.
- Радкевич Е. А. **Оловорудные формации и их практическое значение**. «Сов. геол.», 1, 1968.
- Размахнин Ю. Н. **Некоторые особенности магматизма зон активизации Азиатского сектора Тихоокеанского складчатого пояса (на примере Приморья)**. Докл. АН СССР, 169, 1, 1966.
- Размахнин Ю. Н., Размахнина Э. М. **Арму-Иманская и Кемская структурно-фациальные подзоны Среднего Сихотэ-Алиня и разделяющий их дуговой разлом**. «Сов. геол.», 1, 1967.
- Рождественский В. С. **Сдвиги Восточно-Сахалинских гор**. Докл. АН СССР, 187, 1, 1969.
- Руб М. Г. и Залищак В. Л. **Щелочные интрузивные породы Приморского края**. Изв. АН СССР, сер. геол., 10, 1964.
- Руб М. Г. и др. **Особенности состава в генезиса вольфрамоносного магматического комплекса одного из районов Приморья**. «Сов. геол.», 4, 1969.
- Рудич Е. М. **Основные закономерности тектонического развития Приморья, Сахалина и Японии как зоны перехода от континента к океану**. Изд. АН СССР, 1962.
- Сидоренко З. В. **Сурымяно-ртутные металлогенические зоны юга Дальнего Востока**. «Вопросы металлогении ртути», «Наука», М., 1968.
- Силантьев В. Н. **К стратиграфии верхнепалеозойских отложений бассейнов рек Нотто, Тудо-Ваку и Эльдо-Ваку**. Информ. сборн. Приморск. геол. управл., 1, 1960.
- Силантьев В. Н. **Фудзинно-Иманский сдвиг**. Изв. АН СССР, сер. геол., 2, 1963.
- Силантьев В. Н. **О значении новой находки выходов верхней перми в Среднем Сихотэ-Алине**. «Сов. геол.», 10, 1965.
- Ситтер Л. У. **Структурная геология**. ИЛ, М., 1960.
- Смирнов В. И. **Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых**. Изв. АН СССР, сер. геол., 3, 1969.
- Соловьев В. О. **О поперечных разрывных структурах Южного Сихотэ-Алиня**. Докл. АН СССР, 175, 4, 1967.
- Соляников В. П. **Об одном случае внедрения дайки туфов липаритовых порфиров (Приморский край)**. «Сообщения», ДВФ АН СССР, 10, Владивосток, 1963.
- Сребродольская И. Н. **Позднетриасовая (монгугайская) флора Приморья и этапы ее развития**. Тр. ВСЕГЕИ, нов. сер., 107, 1964.
- Стрельцов М. И. **Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной дуги**. «Геотектоника», 1, 1970.
- Суворов А. И. **Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии**. Сборн. «Глубинные разломы», М., 1964.
- Суворов А. И. **Некоторые основные вопросы учения о глубинных разломах (к 60-летию А. В. Пейве)**. Изв. АН СССР, сер. геол., 9, 1969.
- Тектоническая карта Евразии м 1 : 5 000 000 (главн. ред. А. Я. Яншин). «Наука», 1966.
- Тектоника Евразии (объяснительная записка к тектонической карте Евразии м 1 : 5 000 000). «Наука», 1966.
- Тихонов В. И. и Удинцев Г. В. **К вопросу о связях между тектоникой Камчатки и рельефом ее подводных склонов**. Докл. АН СССР, 130, 3, 1960.
- Тихонов В. И. **Надвиги на Восточной Камчатке**. «Геотектоника», 3, 1968.
- Тузев И. К. **Сейсмические разрезы земной коры северо-западной части Тихоокеанского подвижного пояса**. «Геол. и геоф.», 3, 1970.
- Фаворская М. А. и др. **Магматизм Сихотэ-Алиня и Приханкайского района и его металлогенические особенности**. Тр. ИГЕМ АН СССР, 45, 1961.
- Флоренский И. В., Флоренский П. В. **Об этапах горизонтальных движений на Восточной Камчатке**. Докл. АН СССР, 184, 1, 1969.
- Флоренсов Н. А. **Катастрофическое землетрясение в Гобийском Алтае**. «Природа», 7, 1958.
- Шейнманн Ю. М. **Тектоника верхов мантии над геосинклиналями и островными дугами**. «Сов. геол.», 4, 1967.
- Шуцулин Ф. К. **Интрузивные породы Юго-Восточного Приморья и связь с ними оруденения**. Тр. ИГЕМ АН СССР, 8, 1957.
- Шуцулин Ф. К. **Некоторые общие черты формирования интрузий и оруденения в Юго-Восточном Приморье и в Зырянском районе Рудного Алтая**. Сборн. «Магматизм и связь с ним полезн. ископ.». «Госгеолтехиздат», М., 1960.
- Шульц С. С. **Некоторые вопросы планетарной трещиноватости и связанных с нею явлений**. Вести. Ленингр. университета, 6, 1969.
- Allen C. R. **Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region**. J. Geophys. Res. 67, 12, 1962.
- Anderson E. M. **The dynamics of faulting and dyke formation with applications to Britain**. Edinburgh, 1951.
- Big Chingchang. **The shape of the Philippine Basin and the relative movement between Asia and the Western Pacific**. Preprints. D. C., 1959.

- Bubnoff S. Die tektonik Japans und der Bau des pazifischen Raumes von Ostasien. *Naturwissenschaften*. Bd. 30, 38—39, 1942.
- Crowell J. C. The San Andreas fault sistem. *Trans Amer. Geophys. Union*, 44, 2, 1963.
- Crowell J. C. Displacements along the San Andreas fault, California. «Suomalais. tiedeakat toimituks». Sar. A. 111, 90, 1966.
- Curry J. R., Nason R. D. San Andreas fault north of Point Arena, California. *Geol. Soc. America Bull.*, 78, 3, 1967.
- Dibblee T. W. Evidence for cumulative offset on the San Andreas fault in central and northern California. *Bull. Calif. Div. Mines and Geol.* 190, «*Geol. North. Calif.*», 1966.
- Domenico S. N. Detail gravity profile across San Andreas fault zone. «*Geophysics*», 32, 2, 1967.
- Ehara S. Median line of Southwestern Japan, the boundary between both the movements, Pacific and Continental. *J. Geol. Soc. Japan*, 66, 774, 1960.
- Hamilton W., Myers B. Cenozoic tectonics of the western United States. «*Paper. Geol. Surv. Canada*», 14, 1966.
- Hill M. L., Dibblee T. W. San Andreas, Garlock, and Big Pine faults, California. *Geol. Soc. America Bull.*, 64, 1953.
- Ivanhoe L. F. Right-lateral strike-slip movement along the Lake Clark fault, Alaska. *Geol. Soc. America Bull.*, 73, 7, 1962.
- Ivanov B. A. Structure-facies and tectonic division of the southern Sikhote-Alin. *International Geology Reviw*, 4, 1, 1962.
- Kaminuma K. The crust and upermantle structure In Japan. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 44, 2, 1966.
- Kawai N. et al. Palaeomagnetic and potassium-argon age informations supporting Cretaceous-Tertiary hypothetic bend of the main island Japan. «*P., P., P.*», 6, 4, 1969.
- Kennedy W. Q. The Great Glen fault, Q. J. G. S. London, 102, 1946.
- Kienzle J., Scharon L. R. Paleomagnetic comparison of Cretaceous rocks from South Korea and late Paleozoic and Mesozoic rocks of Japan. *J. Geomagn. and Geoelectr.*, 18, 3, 1966.
- Kimura T. The Akaishi tectonic line, in the eastern part of Southwest Japan. *Japanese J. Geology and Geography*, 32, 1, 1961.
- Kimura T. The lateral faulting and geologic structure of the eastern part of Southwest Japan. *Japanese J. Geology and Geography*, 32, 2, 1961.
- Kimura T. et al. Geologic structures in the Tayabas Istmus district, Philippines. «*Geol. and Palaeontol. of Southeast Asia*». Vol. 4, Tokyo, 1968.
- Kobayashi T. The Geotectonics of the Japanese Islands, 1—2, Meguro Book Co., Tokyo, 1948.
- Lathram E. N. Apparent right-lateral separation on Chatham strait fault, Southeastern Alaska. *Geol. Soc. America Bull.*, 75, 3, 1964.
- Matsumoto T. Fundamental problems in the Circum-Pacific orogenesis. «*Tectonophysics*», 4, 4—6, 1967.
- Mc Kee E. H. Age and rate of movement of the northern part of the Death Valley-Furnace Creek fault zone, California. *Geol. Soc. America Bull.*, 79, 4, 1968.
- Mead B. K., Small J. B. Current and recent movement on the San Andreas fault. *Bull. Calif. Div. Mines and Geol.*, 190, 1966.
- Menard H. W. Marine geology of the Pacific. New York, Mc Graw Hill Book Co., 10, 1964.
- Menard H. W. Extension of northeastern Pacific fracture zones. «*Science*», 155, 3758, 1967.
- Mikumo T. A. Study on crustal structure in Japan by the use of seismic and gravity data. *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 44, 3, 1966.
- Moody J. D. Crustal shear patterns and orogenesis. «*Tectonophysics*», 3, 6, 1966.
- Moore G. W. Sea-floor spreading at the junction between Garda Rise and Mendocino Ridge. *Geol. Soc. America Bull.*, 81, 9, 1970.
- Moore W. W., Hoare J. M. The Koltag fault, westcentral Alaska. «*Geol. Surv. Profess. Paper*», 600-D, 1968.
- По́рба Зденек. Beziehungen zwischen der Bruch-tektonik und den Erzgangen der Böhmisshen Masse. «*Sb. geol. ved.*», LG 10, 1969.
- Roddick J. A. Tintina Trench. *J. Geology*, 75, 1, 1967.
- Rutland R., William R. A. Tectonic study of part of the Philippine fault zone. *Quar. J. Geol. Soc. London*, 123, 4, 1967.
- Sasajima S. et al. Paleomagnetic evidence of a drift of the Japanese main island during the paleogene period. «*Earth and Planet. Sci Letters*», 5, 2, 1968.
- Sharp R. V. San Jacinto fault zone in the peninsular ranges of southern California. *Geol. Soc. America Bull.*, 78, 6, 1967.
- Stewart J. H., Albers J. P., Poole F. D. Summary of regional evidence for right-lateral displacement in the western Great Basin. *Geol. Soc. America Bull.*, 79, 10, 1968.
- Tanner W. F. Tensional basins on the eastern edge of Asia. *J. Geol. Soc. Japan*, 74, 11, 1968.

Tchalenko J. S., Ambraseys N. N. **Structural analysis of the Dasht — e Bayaz (Iran) earthquake fractures.** Geol. Soc. America Bull., 81, 1, 1970.

Tobin D. G., Sykes L. R. **Seismicity and tectonics of the northeast Pacific ocean.** J. Geophys. Res., 73, 12, 1968.

Tokuda S. **On the Echelon structure of the Japanese Archipelagoes.** Japanese J. Geology and Geography, 5, 1—2, 1926—1927.

Vacquier V., Uyeda S. **Palaeomagnetism of nine seamounts in the Western Pacific and of three volcanoes in Japan.** Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo, 45, 3, 1967.

White W. H. **Summary of tectonic History.** Tectonic History and Mineral Deposits of the Western Cordillera. Publ. by Canad. Inst. of Mining and Metall., sp. v., 8, 1966.

Whitten E. H. **Structural geology of folded rocks.** Rand Mc Nally and Company, Chicago, 1966.

Wise D. U. **Previously unreported fracture systems over vast areas of the Appalachians, United States Cordillera, and Europe.** «Trans. Amer. Geophys. Unions», 48, 1, 1967.

Yasui M. et al. **Studies of the thermal state of the Earth.** Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokio, 44, 4, 1966.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Особенности рельефа зоны ЦР	7
Описание геологического строения ЦР	9
Садзухинский отрезок	9
Хаидагоу-Янмутьхоузский отрезок	23
Янмутьхоузско-Ноттинский отрезок	26
Ноттинско-Бикийский отрезок	38
Центральный разлом за пределами Приморского края	47
Субмеридиональные и поперечные разрывные структуры, примыкающие к ЦР и пересекающие его	51
Субмеридиональные разрывные структуры	51
Поперечные разрывные структуры	53
Системы трещин	62
Основные закономерности в ориентировке структурных элементов	70
Особенности магматизма в зоне ЦР	73
Металлогеническое значение ЦР	78
Время, характер, величина и скорость смещения по ЦР	84
Положение ЦР среди системы разрывов зоны контакта континентальных и се- верной части Тихоокеанского блоков литосферы	96
Schnittau	106
Литература	109

Борис Алексеевич Иванов

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ СИХОТЭ-АЛИНСКИЙ
РАЗЛОМ**

Редактор Н. Ефименко
Технический редактор Р. Збродько
Корректоры В. Краснова и Н. Крайтер

ВД 02385. Сдано в набор 11/VI-71 г. Подписано
в печать 25/V-72 г. Формат 70×108/16. Усл. печ.
л. 10,15+11 вкл. Уч.-изд. л. 9,74+3 уч.-изд. л.
вклеек. Тираж 500. Бумага тип. № 3. Цена 89 коп.

Дальневосточное книжное издательство Комите-
та по печати при Совете Министров РСФСР.
Владивосток, Ленинская, 43

Полиграфкомбинат Приморского краевого уп-
равления по печати. Владивосток, Океанский
пр., 69

Стр.	Строка	Напечатано	Следует читать
26	15 св.	поразломным	доразломным
89	18 св.	смещения	смещены
98	29 св.	Stwartetal	Stewart et al

89 коп.

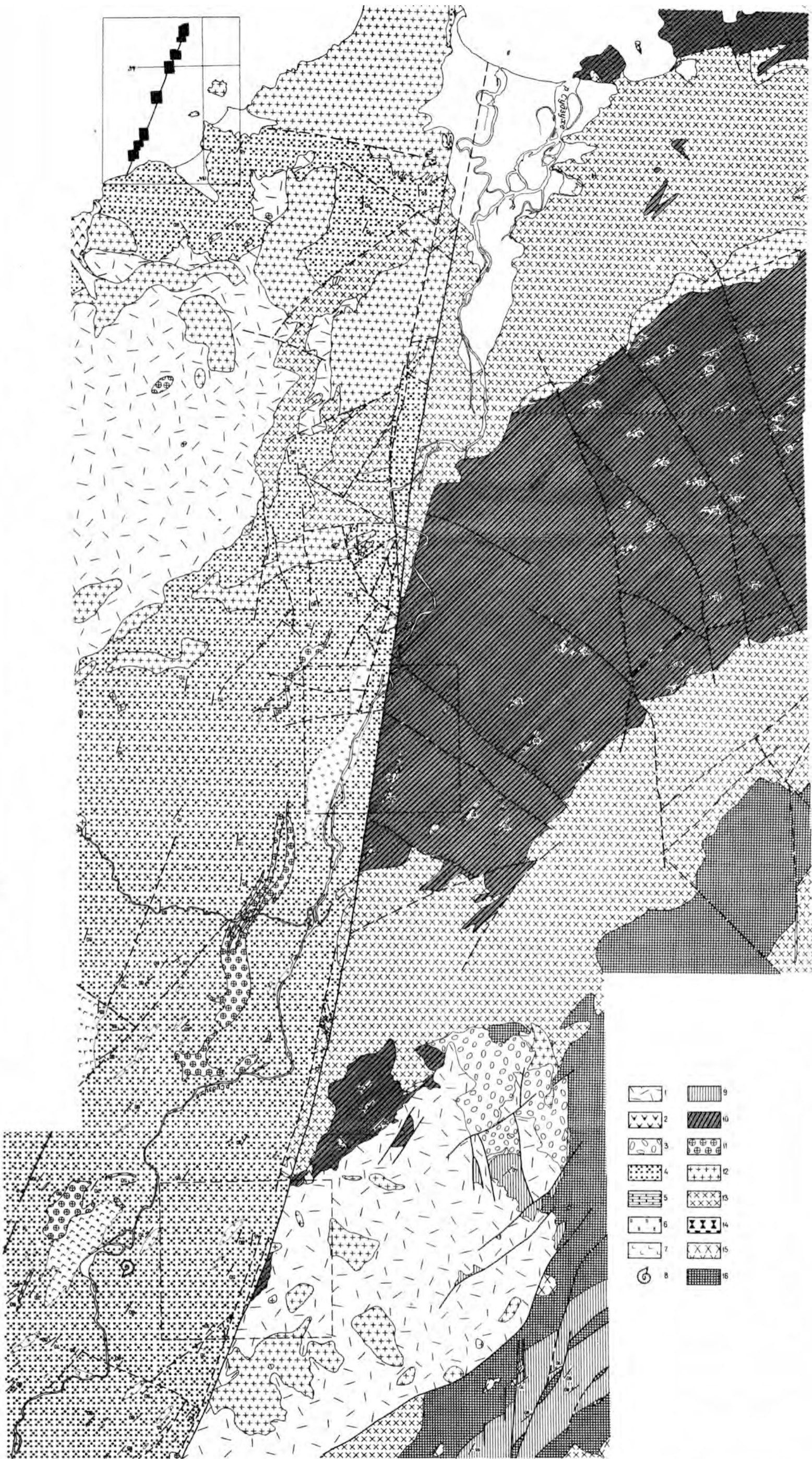


Рис. 2. Геологическая карта Судзукхинского отрезка ЦР. Составлена по материалам М. И. Дедова, Ю. Д. Захарова, В. А. Исполинова, Н. Г. Мельникова, В. М. Томилова с изменениями и дополнениями по данным полевых тематических работ. 1 — верхнемеловые и частично палеогеновые (?) кислые эффузивы и их туфы; 2 — верхнемеловые порфириты; 3 — верхнемеловые (?) конгломераты; 4 — преимущественно песчаниково-алевролитовые флишодные отложения с линзами и пластами известняков (5) и кремней (6), местами большое значение имеют кремнистые и спилитовые (7), тесно ассоциирующие между собой образования; в известняке из флишодной толщи найдены карнийские кораллы (8); возможно, что часть слоев (может быть, включающая некоторые спилитовые и кремнистые образования) относится к перми, а песчаники с неопределимыми остатками пелеципод и аммонитов — к юре имелу; 9 — верхнепермские осадочные отложения — алевролиты, песчаники, известняки, конгломераты; 10 — силур-девонские (?) отложения — сланцы, песчаники, кварциты, зеленые сланцы, спилиты, порфириты, слои и линзы известняков (показаны особым знаком), редкие слои гравелитов; 11 — позднемеловые или палеогеновые диориты, диоритовые порфириты и редко гранодиориты; 12 — последвиговые, частично содвиговые граниты; 13 — содвиговые (в основном) граниты; 14 — юрские или палеозойские гипербазиты; 15 — палеозойские граниты; 16 — палеозойский «комплекс габброндов». Участки, иллюстрированные аэрофотоснимками, околнурены пунктирной линией. Внизу справа помещена схема расположения геологических карт отдельных участков ЦР.

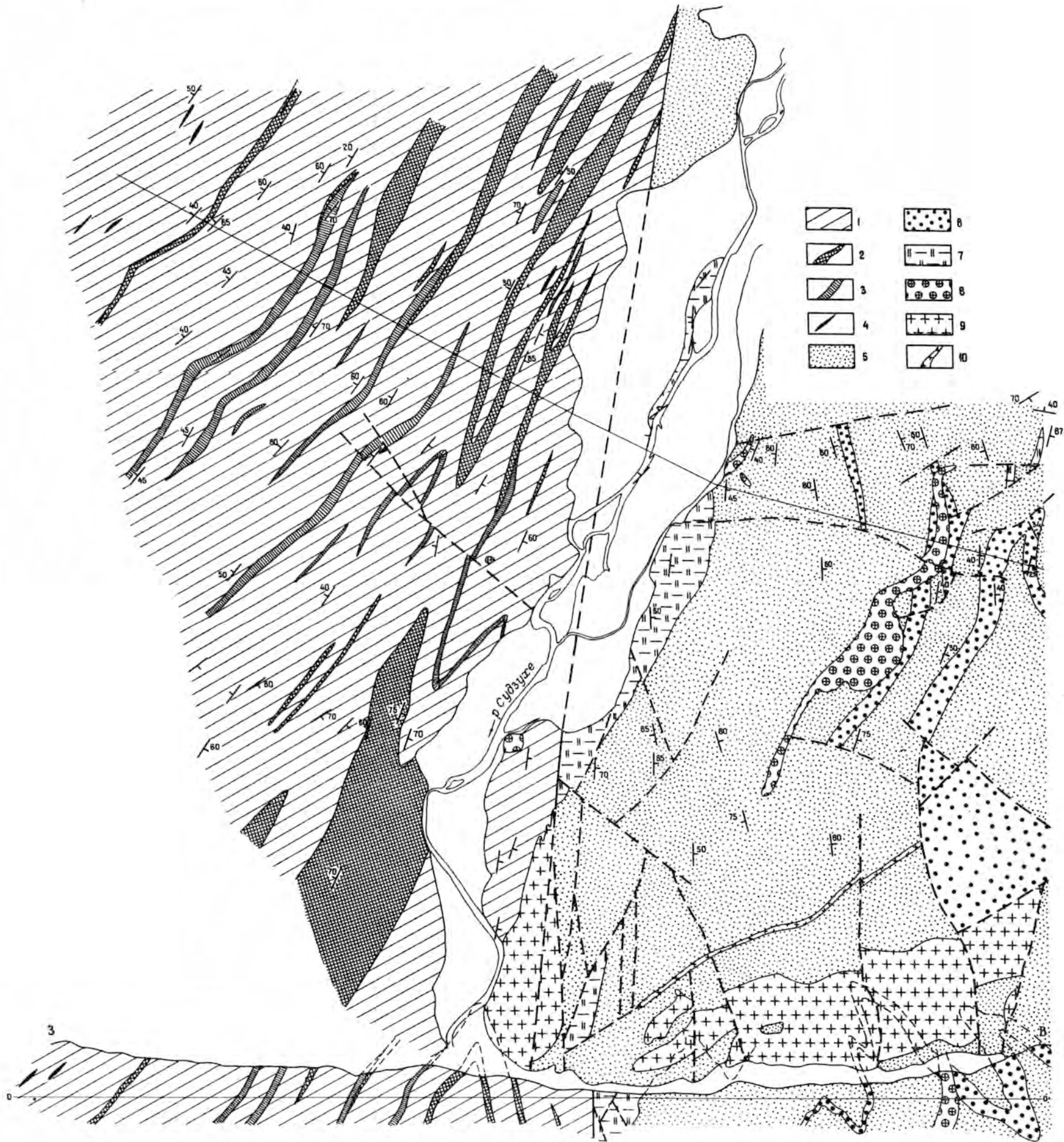


Рис. 3. Геологическая карта средней части Судзухинского отрезка ЦР. Составлена Б. А. Ивановым, Б. К. Сорокиным и А. Л. Черных с использованием материалов Н. Г. Мельникова и В. М. Томилова. 1 — вангоуская серия, горизонты вангоуской серии, 2 — вулканогенных (рассланцованных порфиритов, спилитов, туфов, зеленых сланцев) и вулканогенно-осадочных пород, 3 — черных сланцев, 4 — линзы известняков, 5 — мезозойские (?) осадочные отложения, горизонты в них, 6 — песчаников, 7 — кремнистых сланцев и кремнистых сланцев, переслаивающихся с песчаниками и алевролитами, 8 — диориты, гранодиориты и диоритовые порфириты, 9 — граниты, 10 — гранит-порфиры.

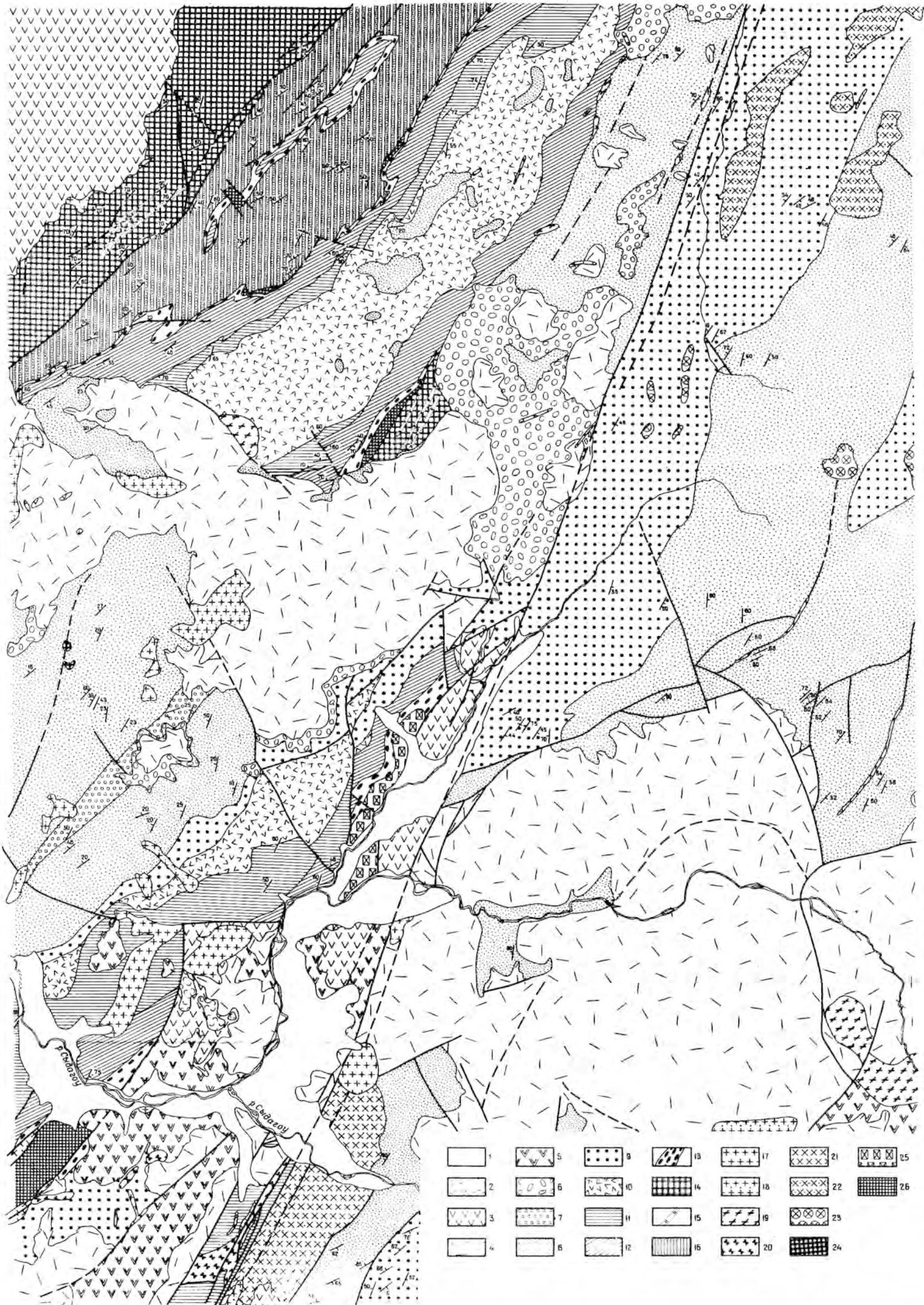


Рис. 13. Геологическая карта бассейнов рек Селенга и Сыдагау (южная часть Янмутьхоуза-Ноттинского отрезка). Составлена по материалам С. М. Адрианова, Ю. П. Бидюка, Ю. В. Борвинка, Ф. Т. Кинева, И. П. Макухиной, с изменениями и дополнениями. 1 — четвертичные отложения, 2 — палеогеновые липариты и их туфы, 3 — палеогеновые или верхнемеловые андезиты и порфириты, 4 — верхнемеловые кварцевые порфиры, туфы, туфоогенно-осадочные породы, 5 — верхнемеловые порфириты и их туфы, 6 — сенон-датские грубообломочные осадочные и вулканогенно-осадочные отложения, 7 — верхнемеловые алевролиты (преобладают), песчаники, гравелисты и конгломераты, ритмично переслаивающиеся, 8 — морские терригенные готерив-сенонские отложения, 9 — валанжинские отложения, 10 — средне-верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения, 11 — ниже-среднеюрские алевролиты, 12 — триасовые отложения, 13 — верхнепермский (?) горизонт слюдяных песчаников, 14 — улахинская серия — терригенно-кремнисто-спилитовая формация, большей частью относящаяся (по фораминиферам из известняков) к верхнему палеозою, но, очевидно, включающая и мезозойские (триас и юра) отложения, 15 — горизонты кремнистых пород в улахинской серии, 16 — толща палеозойских филлитовидных зеленовато-серых песчаников, частью туфоогенных, с прослоями сланцев и алевролитов (удековская свита), 17 — последвиговые, частично сосдвиговые граниты, 18 — гранодиориты и граносиениты того же магматического цикла, 19 — позднемерловые или раннепалеогеновые сиениты, 20 — позднемерловые или раннепалеогеновые габбро, 21 — сосдвиговые граниты, 22 — гранодиориты и 23 — диориты того же магматического цикла, 24 — позднемерловые габбро, 25 — позднемерловые диориты, 26 — палеозойский комплекс габброидов.

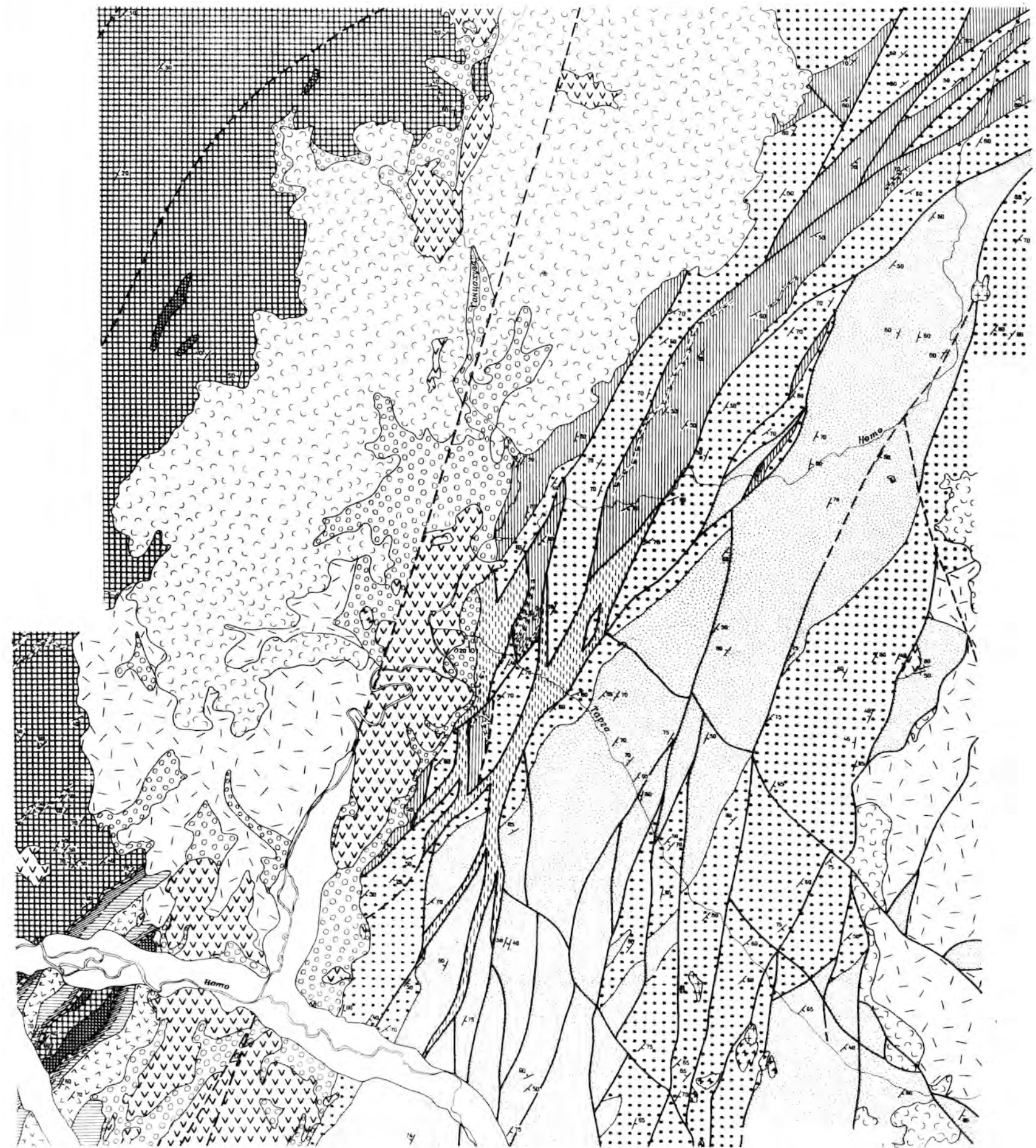


Рис. 14. Геологическая карта района верхнего течения р. Ното (северная часть Ямтутьхоуза-Ноттинского отрезка). Составлена по материалам В. И. Высоцкого, В. И. Надежкина и В. Н. Силантьева, с изменениями и дополнениями. Условные обозначения те же, что на рис. 13, но дополнены следующими знаками: вертикальная сплошная штриховка — верхнепермская ноттинская свита, вертикальная пунктирная штриховка — зоны исключительно сильной расщепленности и дробления пород, уголки внутри пунктирных линий — горизонты спилитов и порфиритов.

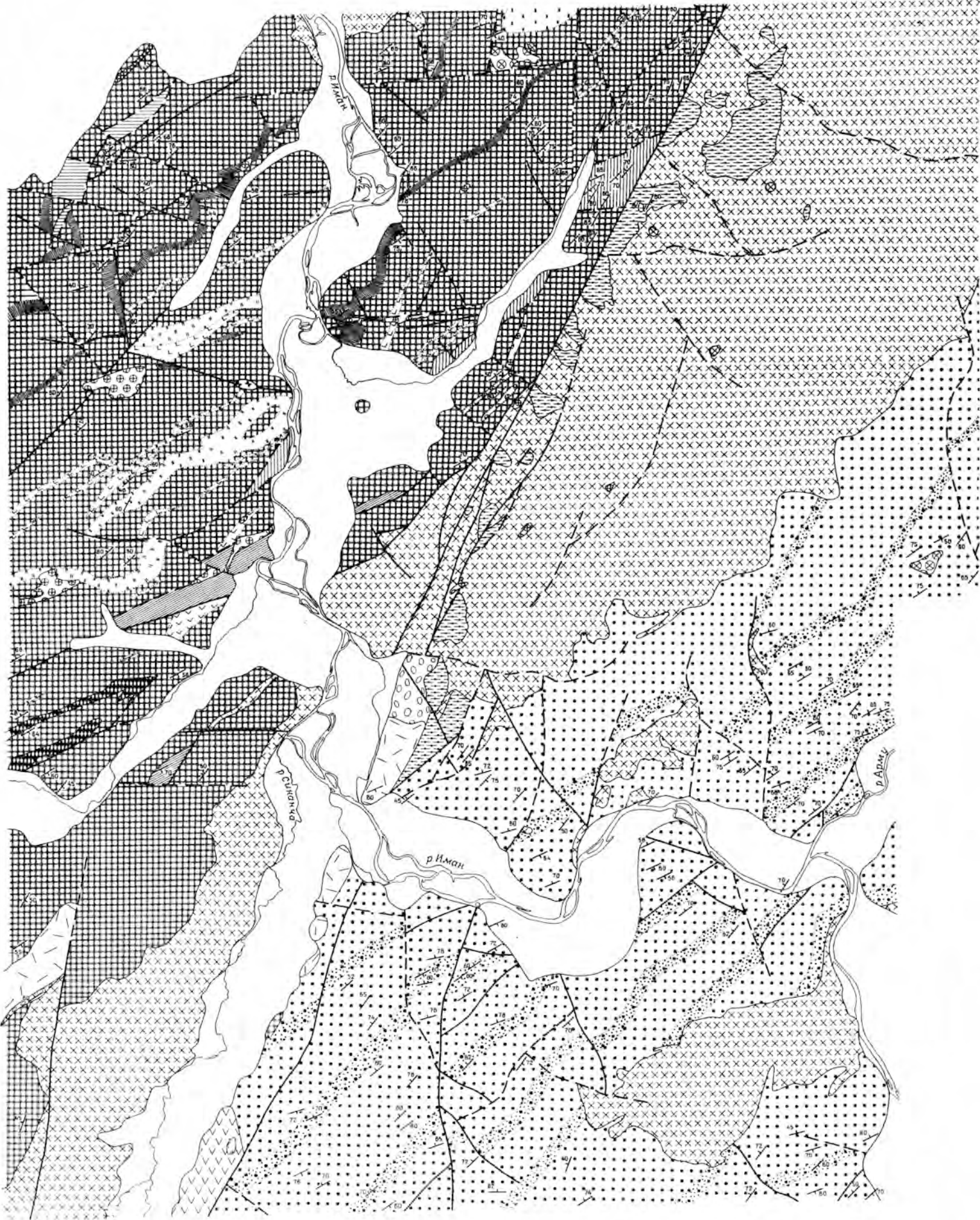


Рис. 18. Геологическая карта района среднего течения р. Иман. Составлена по материалам Н. Ф. Васильева, Н. И. Кузнецова, Б. Н. Марчука, В. Е. Оленева и др., с изменениями. Условные обозначения см. на рис. 19.

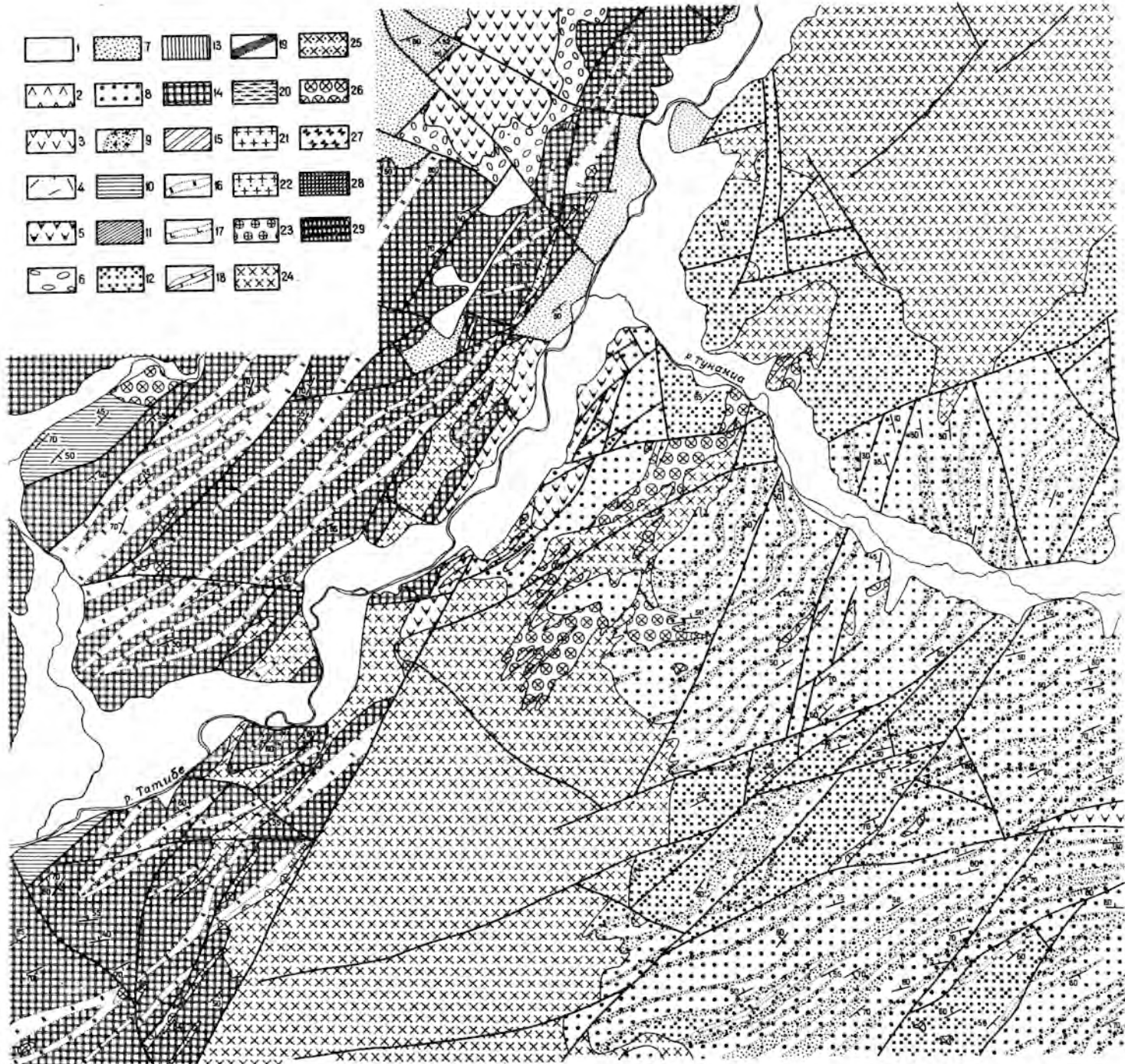


Рис. 19. Геологическая карта района нижнего течения р. Татибе. Составлена по материалам В. М. Кочкина, Б. Н. Марчука и др., с изменениями. 1 — четвертичные отложения, 2 — эоценовые андезиты, андезит-базальты и их туфы, 3 — палеогеновые или верхнемеловые порфириды, туфы, лавобрекчии, 4 — верхнемеловые кварцевые порфиры, фельзиты, дацитовые порфириды, лавы, туфы, 5 — верхнемеловые порфириды и их туфы, 6 — сенон-датские грубообломочные осадочные и вулканогенно-осадочные отложения (дорофеевская свита), 7 — меловые надваланжинские терригенные отложения, 8 — валлижин; 9 — горизонты песчаников в нем, 10 — площади распространения терригенных морских отложений, палеонтологически охарактеризованных юрской фауной, 11 — площади распространения отложений, охарактеризованных морской триасовой фауной, 12 — предположительно триасовые и юрские отложения Восточного блока, определенные так по единичным находкам отпечатков раковин или радиоляриям, но большей частью по косвенным данным и возможно включающие местами верхнепалеозойские отложения, 13 — верхнепермские терригенные отложения с горизонтами, линзами (и глыбами) известняков (охарактеризованных фауной), спилитов, порфиритов, кремней, 14 — группа терригенно-кремнисто-спилитовых формаций (улахинская серия), большей частью относящаяся (по фораминиферам из глыб, клипенов, линз и слоев известняка) к верхнему палеозою, но очевидно включающая и мезозойские (триас-юра) отложения, действительное значение которых возможно велико, но не выяснено, 15 — терригенные палеозойские (возможно среднепалеозойские) отложения, выделяемые в ариаднинскую (сабайчинскую свиту), 16 — кремни, 17 — спилиты и порфириты, 18 — известняки, 19 — филитовидные зеленовато-серые сланцы, 20 — метаморфические породы, принадлежность которых к какой-либо определенной свите, распространенной в данном районе, не установлена, 21 — последвиговые граниты и гранит-порфиры, 22 — гранодиориты того же магматического цикла, 23 — диориты того же магматического цикла, 24 — сосдвиговые позднемеловые граниты, 25 — гранодиориты, 26 — диориты и 27 — габбро и габбродиориты этого же цикла, 28 — домеловые диориты и габбро, местами рассланцованные, амфиболитизированные, 29 — домеловые пироксениты, перидотиты, серпентиниты.

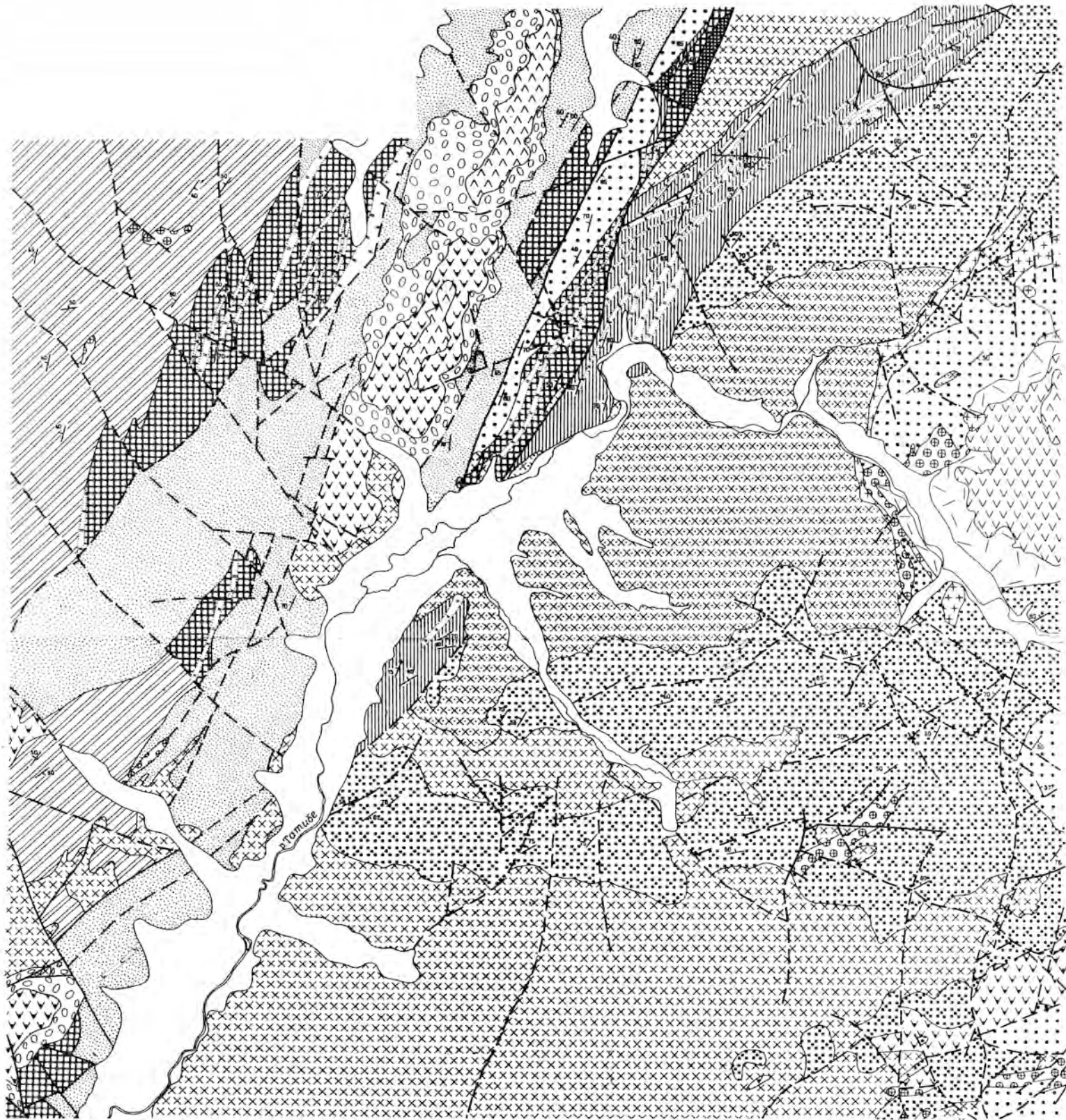


Рис. 20. Геологическая карта района верхнего течения р. Тати́е. Составлена по материалам В. М. Кочкина, В. А. Никогосяна, с изменениями. Условные обозначения см. на рис. 19.



Рис. 24. Карта аномального магнитного поля.

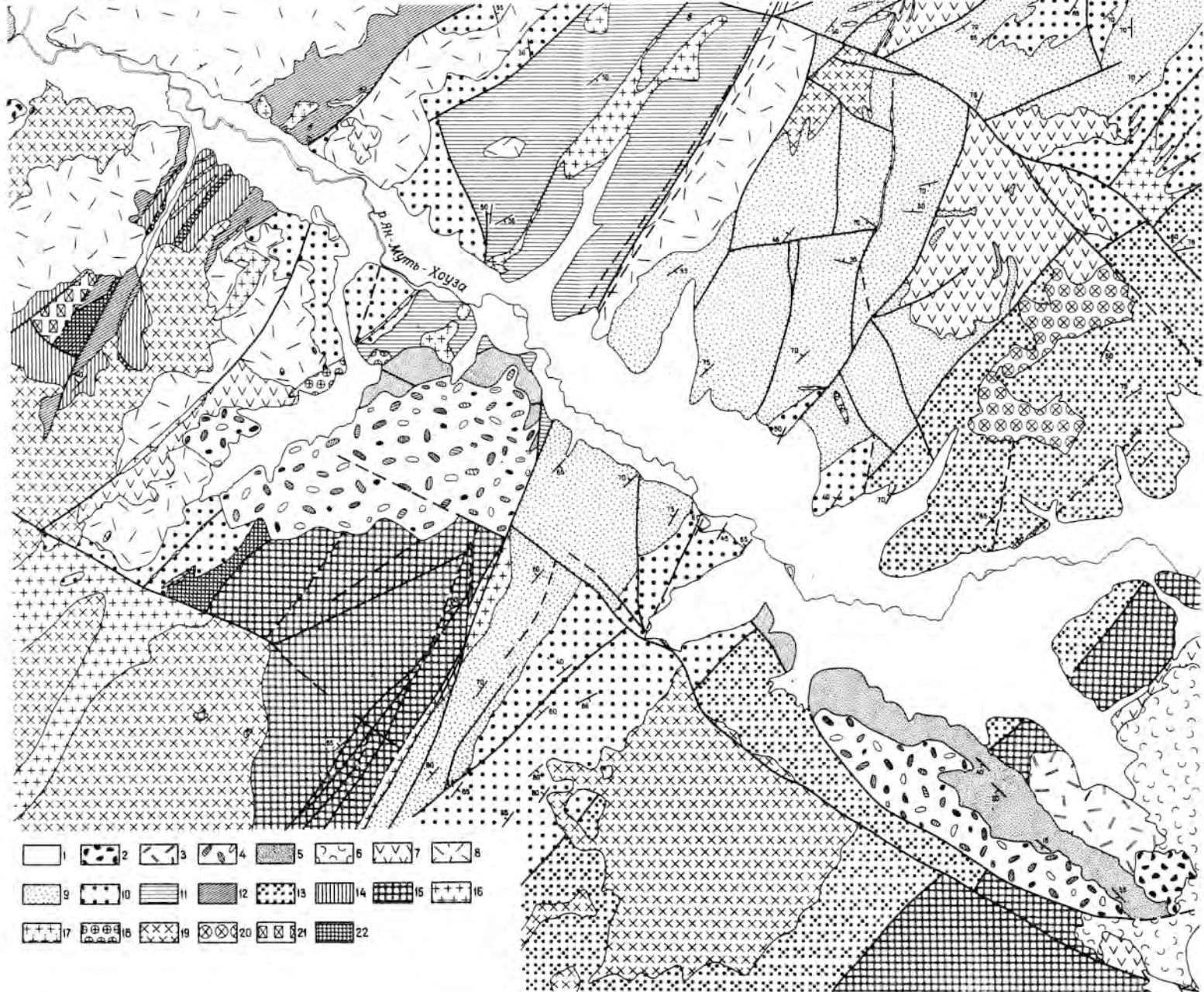


Рис. 25. Геологическая карта района верхнего течения р. Ян-мутъ-хуза. Составлена по материалам С. М. Адрианова, Ю. П. Бидюка, В. А. Исполнинова, Э. Г. Стромберг и др., с изменениями и дополнениями по данным тематических работ. 1 — четвертичные отложения, 2 — андезито-базальты, 3 — липариты, их туфы и туфолавы, 4 — третичные валунно-галечниковые риты, фельзиты, туфы, 7 — верхнемеловые — палеогеновые порфириды, 8 — верхнемеловые кварцевые порфиры и их туфы, 9 — нижнемеловые надвалланжинские терригенные отложения, 10 — валанжин, 11 — юрские вулканогенно (спилиты, порфириды, палеобазальтоиды, туфы) — терригенные отложения, 12 — триасовые алевролиты и песчаники, 13 — довалланжинские местами со слоями и линзами гравелитов, конгломератов, кремней и спилитов, 14 — верхнепермские терригенные отложения, 15 — верхнепалеозойская, частично возможно раннемезозойская терригенно-кремнисто-спилитовая формация, 16 — поздне-меловые — палеогеновые граниты, 17 — поздне-меловые — палеогеновые гранодиориты, граносениты, гранодиорит-порфиры, 18 — поздне-меловые — палеогеновые диориты, 19 — поздне-меловые граниты, 20 — поздне-меловые или юрские диориты, 21 — палеозойские диориты, диориты, 22 — палеозойские габбро.

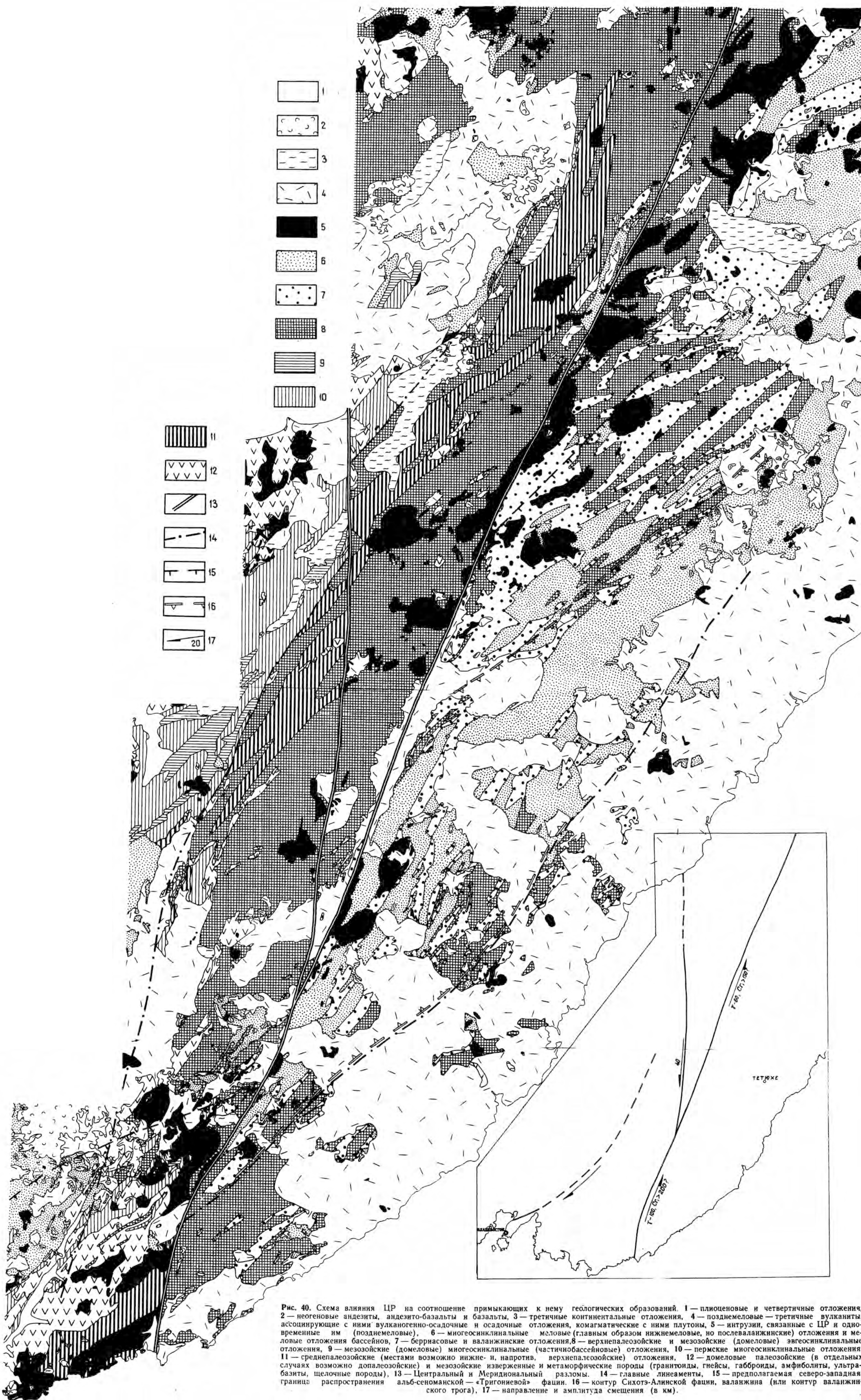


Рис. 40. Схема влияния ЦР на соотношение примыкающих к нему геологических образований. 1—плиоценовые и четвертичные отложения, 2—неогеновые андезиты, андезито-базальты и базальты, 3—третичные континентальные отложения, 4—поздне меловые—третичные вулканы, ассоциирующие с ними вулканогенно-осадочные и осадочные отложения, коагматические с ними плутоны, 5—интрузии, связанные с ЦР и одновременно им (поздне меловые), 6—миогесинклинальные меловые (главным образом нижнемеловые, но послеваланжинские) отложения и меловые отложения бассейнов, 7—берриасовые и валанжинские отложения, 8—верхнепалеозойские и мезозойские (домеловые) эвгесинклинальные отложения, 9—мезозойские (домеловые) миогесинклинальные (частично бассейновые) отложения, 10—пермские миогесинклинальные отложения, 11—среднепалеозойские (местами возможно нижне- и, напротив, верхнепалеозойские) отложения, 12—домеловые палеозойские (в отдельных случаях возможно допалеозойские) и мезозойские изверженные и метаморфические породы (гранитоиды, гнейсы, габброиды, амфиболиты, ультрабазиты, щелочные породы), 13—Центральный и Меридиональный разломы, 14—главные линейменты, 15—предполагаемая северо-западная граница распространения альб-сеноманской—«Тригониевой» фации, 16—контур Сихотэ-Алинской фации, валанжиния (или контур валанжинского трога), 17—направление и амплитуда смещения (в км).

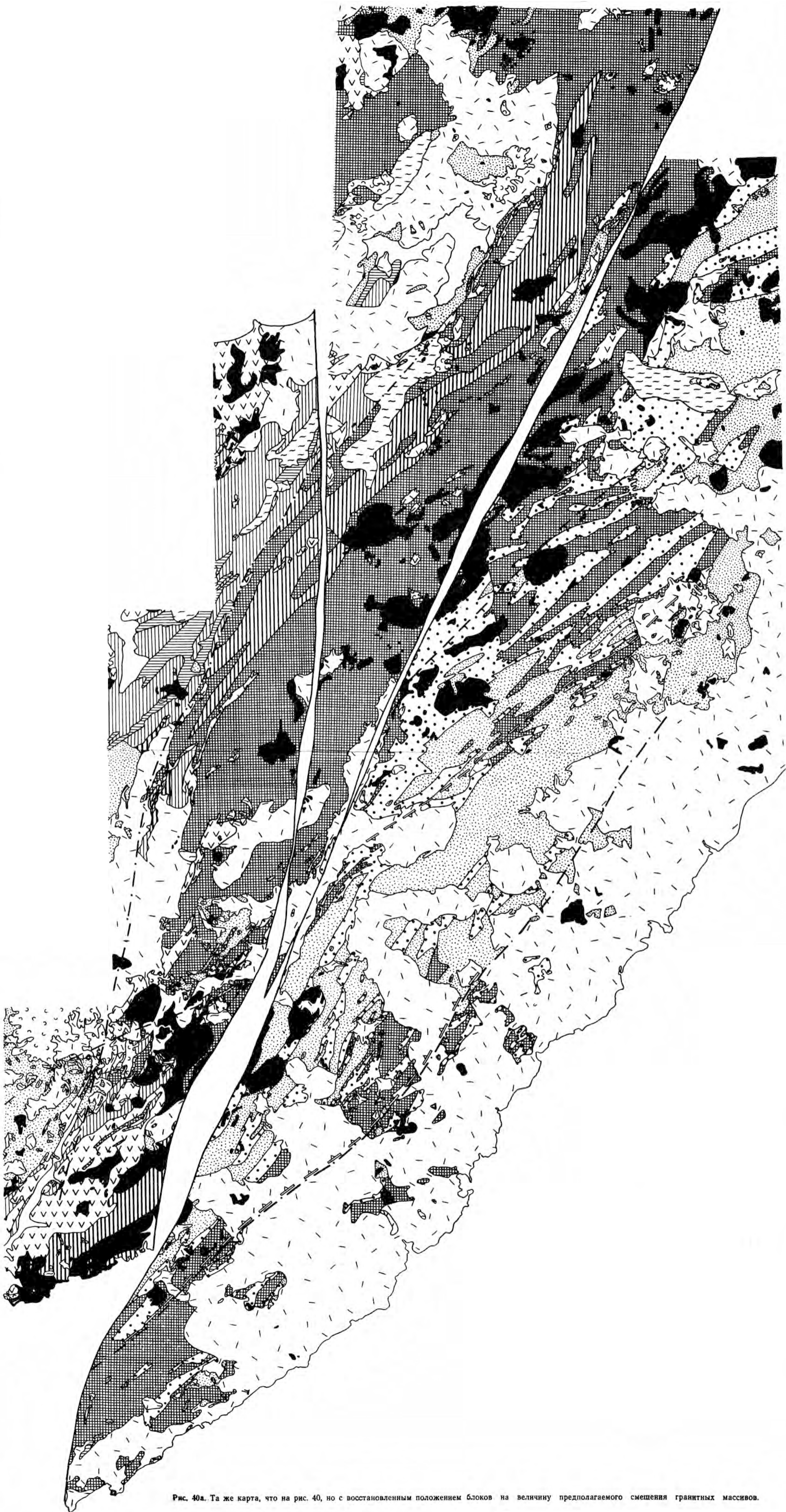


Рис. 40а. Та же карта, что на рис. 40, но с восстановленным положением блоков на величину предполагаемого смещения гранитных массивов.