

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
ДАЛЬНЕВОСТОЧНЫЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР  
Институт тектоники и геофизики

В.П. УТКИН

# СДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
Москва 1980

Уткин В.П. Сдвиговые дислокации и методика их изучения. М.: Наука, 1980, 144 с.

Работа посвящена анализу комплекса сдвиговых дислокаций и методике их изучения в горнотаежных условиях Дальнего Востока. Детально описаны малые формы деформации и элементы строения крупных структур (складки, сместители, продукты тектонического дробления и истирания пород, эшелонированные разрывы, растяжения) и их роль в рудолокализации на примере месторождений Приморья. Описаны результаты статистического анализа и основные закономерности пространственной, временной и генетической связей между структурными элементами складок и разрывов. Проведен сравнительный статистический анализ структурных элементов доверхнемелового складчатого фундамента и вулканогенного чехла. Исследована роль сдвиговых зон в формировании и пространственном размещении рудных месторождений, намечены пути поисков месторождений. Приморье рассмотрено как фрагмент Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны.

Табл. 1, ил. 44, библиогр. : с. 136–143 (180 назв.).

Ответственные редакторы:  
*Л.М. Парфенов, академик Ю.А. Косыгин.*

## ПРЕДИСЛОВИЕ

Книга В.П. Уткина посвящена характеристике крупных сдвигов и связанных с ними дислокаций Приморья. Она интересна не только детальными описаниями тщательно документированных крупных сдвигов, примеров которых не так уж много в отечественной литературе, но также разработкой оригинальной методики их выявления применительно к плохо обнаженным горно-таежным условиям Дальнего Востока.

Геологическое картирование заключается в прослеживании на местности границ геологических тел, с последующим их нанесением на карту.

При составлении сводных геологических карт, охватывающих большие площади, непосредственное прослеживание границ обычно затруднено из-за фрагментарности расположения съемочных листов, обычно отвечающих лишь самым узловым районам, и из-за отсутствия сплошной обнаженности. Здесь встает задача перехода от неполно определенного геологического пространства, представленного системой наблюдений, к полно определенному геологическому пространству, каковым является геологическая карта. Эта задача в практике геологических исследований обычно решается путем формальных интерполяций между изученными участками и экстраполяции от изученных к неизученным участкам.

В предлагаемой читателю работе автор развивает иной подход к решению этой задачи.

Основой предлагаемой методики является установление связей между различного типа тектоническими элементами, в частности между наблюдаемыми в обнажениях различного типа возраста складками, разломами, тектонической линейностью и плоскостными элементами.

Анализ и переосмысление обширного материала наблюдений, полученного в результате работ нескольких поколений геологов в одном из наиболее изученных районов Советского Дальнего Востока, на основе выявленных

закономерностей приводят автора к существенно новым выводам по тектонике Приморья. Им показана определяющая роль сдвиговой тектоники, подробно охарактеризованы основные сдвиги, в том числе ряд новых, впервые выявленных автором. В определении закономерностей сдвиговой тектоники Приморья автор следует по пути, который был проложен его учителем Б.А. Ивановым — пионером и энтузиастом структурных исследований на юге Дальнего Востока, который впервые обосновал существование в пределах Сихотэ—Алиня крупных левосторонних сдвигов и дал их монографическое описание.

Развивая идеи своего учителя, В.П. Уткин вносит большой вклад в тектонику Приморья и структурную геологию вообще.

У нас не вызывает сомнения, что разобранные в монографии примеры войдут в учебники и сводные работы по тектонике.

Ю.А. Косыгин и Л.М. Парфенов



## ВВЕДЕНИЕ

Сдвиговые дислокации давно привлекают внимание исследователей. В нашей стране интерес к сдвигам заметно возрос с появлением работ по теории горизонтальных перемещений по разломам, описанию крупных сдвигов и наблюдений над современными горизонтальными смещениями при землетрясениях (А.В. Пейве, В.С. Буртман, А.В. Лукьянов, А.И. Суворов и др.). Детально исследуются структурные проявления горизонтальных движений масс (А.В. Лукьянов, А.И. Суворов и др.).

Предлагаемая работа посвящена изучению сдвиговой тектоники Приморья. На большую роль сдвигов в геологическом развитии этого региона впервые указал Б.А. Иванов [1960, 1961]. Он установил, что крупнейшая разрывная структура Приморья — Центральный Сихотэ-Алинский разлом — это сдвиг, разделяющий Западный и Восточный блоки. В строении Западного блока значительное участие принимают палеозойские, в том числе и самые древние в этом регионе — девонские породы. Восточный блок в большей части сложен мезозойскими образованиями, преимущественно нижнемеловыми. Контрастность блоков Б.А. Иванов объяснял не влиянием разлома на осадконакопление и не вертикальными перемещениями, а большим левосторонним, горизонтальным смещением. Разлом начал формироваться, по-видимому, уже в раннемезозойское время, но главные смещения по нему произошли только в позднем мелу. Левый сдвиг доказывается анализом структур, смещением фациальных зон нижнемеловых отложений и расчлененных разломом частей позднемеловых гранитоидных массивов. Амплитуда сдвига достигает 200 км. По мнению Б.А. Иванова, Центральный Сихотэ-Алинский разлом является одним из основных элементов зоны контакта континентальных и океанических блоков литосферы, структура которой обусловлена субмеридиональным горизонтальным сдвигом и относительным движением океанического блока к северу.

Большой вклад в познание сдвиговой тектоники Сихотэ-Алины внес В.Н. Силантьев. Он подробно описал Меридиональный разлом [Силантьев, 1963], доказал левосторонний сдвиг по нему и определил его амплитуду в 35-40 км. Сдвиговые смещения по Меридиональному разлому произошли в позднем сеноне.

А.П. Паблин [1963, 1964] изучал соотношение Центрального и Меридионального разломов. Он считал, что в послепалеоценовое

время по Меридиональному сдвигу произошло левостороннее смещение приблизительно на 35 км. Одновременно происходили значительные горизонтальные движения аналогичного направления и по Центральному разлому, закончившемуся в сеноне и продолжавшему развитие и после прекращения движений по Меридиональному разлому. В результате южное окончание Меридионального разлома (на участке его сочленения с Центральным) было искривлено и перемещено на север, суммарная амплитуда перемещения около 12 км.

Большое значение сдвигам в тектоническом развитии Приморья придает И.И. Берсенев. Он обращает внимание исследователей также на наличие здесь надвигов и шарьяней [Берсенев, 1964; Геология СССР, 1969].

Наряду со сдвигами исследовались и другие морфо-кинематические типы разломов. К западу от Центрального сдвига были описаны взбросо-сдвиги [Бурдэ и др., 1963], надвиги [Неволин, Чемерис, 1968]; изучались кинематические характеристики разломов [Врублевский, 1971].

Данная работа является очередным звеном, наращивающим цепь длительного исследования сдвиговых дислокаций Приморья. Изучая материалы полевых работ, критически анализируя и развивая идеи предшественников, мы попытались решить или приблизиться к решению следующих наиболее важных проблем.

1. К западу от Центрального Сихотэ-Алинского сдвига предшественниками выявлены разломы с подобной ему кинематической характеристикой, к востоку же от него крупные сдвиги достоверно не установлены. Выявление их весьма важно, так как именно к востоку от Центрального сдвига сосредоточено большинство рудных месторождений Приморья, сформировавшихся в позднем мелу - палеогене синхронно со сдвиговыми дислокациями, которые могли играть определяющую роль в пространственном размещении полезных ископаемых. Таким образом, выявление роли сдвигов в регионе, насыщенном рудными месторождениями, и было одной из основных задач наших исследований.

2. Наряду со сдвигами субмеридионального и северо-восточного простирания широкое развитие в Приморье получили субширотные и северо-западные структуры растяжения, определившие так называемую поперечную зональность Сихотэ-Алиния. Они представлены преимущественно депрессиями и вулканотектоническими образованиями. Принято считать, что сдвиги и поперечные структуры растяжения отражают этапы дислокаций, обусловленные сменой регионального сжатия на растяжение. Такое утверждение не всегда оправдано, так как отмечается не только пространственное, но и временное совпадение формирования сдвигов и структур растяжения. Поиски генетической связи между этими разнородными структурами мы считаем другой, не менее важной задачей.

3. Восточно-Азиатский вулканический пояс, простирающийся на сотни километров, параллелен Центральному Сихотэ-Алинскому

сдвигу и другим ориентированным в этом же направлении разломам. Почему эти крупнейшие генетически разнородные структуры оказались параллельными, каковы причины и условия, породившие эту закономерность?

Логично предположить и попытаться установить генетическую взаимосвязь между формированием разломов, подобных Центральному Сихотэ-Алиинскому, и развитием тектонических структур, благоприятствующих процессам вулканизма и тем самым контролирующим пространственное положение вулканогенного пояса. В этой связи важно изучить степень и формы проявления сдвиговых дислокаций в относительно молодом и своеобразном по физическим свойствам комплексе вулканогенно-осадочных образований Приморья.

Наши исследования, естественно, не ограничивались только тремя задачами. Но они определили основные направления работ, способствовавших выявлению роли сдвиговых дислокаций в сложном и длительном тектоническом развитии Приморья, а по аналогии с ним - и всей восточной окраины Азии. На пути от частного к общему постановка завершающей задачи в таком виде правомерна и необходима. Она базируется на признании Приморья крупным фрагментом области сочленения Азиатского и Тихоокеанского геоблоков, в котором должны быть отражены все основные закономерности развития этой части земной коры в целом. Такой методологический подход позволяет положить установленные в Приморье пространственные, временные и генетические связи между различного типа структурами в основу анализа материалов тектонического строения и развития зоны перехода континента к океану.

Работа выполнена в Южно-Приморской экспедиции Приморского территориального геологического управления. В полевых исследованиях и камеральной обработке материалов, кроме автора, принимали участие геологи А.Н.Компанец, Б.К. Сорокин, И.А. Шагвалиев, Ю.П. Юшманов. Карты и рисунки к работе выполнены Л.Р. Бурой.

Ценные замечания и доброжелательные советы автор получил от В.А. Бананова, И.И. Берсенева, А.М. Смирнова и Г.И. Худякова. Существенную помощь в написании монографии оказала А.П. Никитина. Подготовке рукописи и графики к печати всемерно способствовал В.М. Чмырев. Автор считает своим приятным долгом выразить благодарность всем названным товарищам. Искренне признателен автор Б.А. Иванову - своему учителю и наставнику в тектонике.

## ОСНОВЫ МЕТОДИКИ ИЗУЧЕНИЯ СДВИГОВЫХ ДИСЛОКАЦИЙ

В основу метода выявления и изучения сдвиговых дислокаций положен комплексный геолого-структурный анализ, который использовался сотрудниками Геологического института АН СССР [Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965; Суворов, 1968; и др.]. Особенности сложного строения Сихотэ-Алиня, недостаточная обнаженность, литологическая монотонность отложений, отсутствие четко выраженных фаунистически охарактеризованных маркирующих горизонтов и, наконец, специфика проведенного уже геологического картирования потребовали разработки методики применительно к Приморью.

Необходим был метод полевых исследований для систематизации огромного, но фрагментарного фактического материала, накопленного в течение многолетнего картирования Приморья.

Геологическое картирование Приморья осуществлялось на протяжении более чем 25 лет. В результате почти на всю территорию имеются геологические карты масштаба 1:50 000. Картирование только отдельных фрагментов крупных структур часто приводило к ошибкам в интерпретации полевых материалов. В этом отношении особенно сильно страдала сдвиговая тектоника, для которой необходима равномерная площадная изученность. Без учета этого требования сдвиговые движения нередко классифицировались как вертикальные.

Например, если по разрыву часть геологического тела латерально смещена за пределы площади картирования, а с оставшейся частью через сместитель контактируют породы иного возраста и состава, то формирование разрыва нередко объясняется вертикальными движениями. Такого рода выводы стали привычными, иногда единственно возможными, сделанными на основе единичных пересечений разлома без достаточного изучения характера движений по нему [Буртман и др., 1963]. К ошибочным выводам о сбросовых движениях приводят и самые незначительные вертикальные перемещения по разломам в завершающий этап их формирования при снятии горизонтальных напряжений сжатия. Кроме того, такие частные элементы сдвиговых дислокаций как структуры растяжения, ограниченные сбросами, принимаются за основные. При недоучете особенностей сдвиговой тектоники в условиях плохой обнаженности и растянутого во времени картирования разрознен-

ных небольших площадей, несоразмерных с амплитудами горизонтальных смещений, многие сдвиги остались неувлеченными и роль сдвиговых дислокаций в строении Приморья заниженной.

Незнание пространственных, временных и генетических отношений между различного типа деформациями приводило к тому, что фактический материал, с большим трудом добытый в процессе геологосъемочных работ, истолковывался зачастую неправильно и почти всегда недостаточно полно. Карты часто "становятся не столько носителями объективной информации, сколько выразителями идей их составителей" [Парфенов, 1975, с. 26]. Ошибки, заложенные на первом этапе интерпретации фактов, сказываются в дальнейшем, в процессе сводных работ по составлению мелкомасштабных геологических карт. Появляется риск постепенного отхода от истины, потери первичного фактического материала.

На определенном этапе исследований, по-видимому, необходимо обобщать не материалы интерпретации фактов, а сами факты, не искаженные на промежуточных инстанциях обобщений.

При изучении пространственных, временных и генетических отношений между различного типа деформациями работы велись двумя дополняющими методами. Один из них предусматривает распознавание и описание достоверно установленных в поле структурных единиц или их групп, таких как разломы, складки, другой базируется на статистическом анализе массовых замеров фрагментов разломов и складок.

Обязательны при полевом изучении разрывов следующие наблюдения: 1) привязка разрывов к местности, 2) краткое описание пород, их возраст; 3) элементы залегания сместителя; 4) величина перемещений (истинного или видимого); 5) направление движения (левый или правый сдвиг, надвиг, сброс и т.п.) с указанием, по каким признакам определялось направление движения; 6) ширина трещины, зоны или мощность дайки, жилы, залечивших разлом; 7) описание состава материала, заполнившего разрыв (брекчии, тектонические глины, милониты, развальцованные или рассланцованные породы, жилы, окварцованные или минерализованные породы, тип минерализации и т.п.); 8) ориентировка обломков, сланцеватости, флюидальности, будин и т.д. внутри зоны; 9) характеристика поверхностей разрыва (рельеф, зеркала, штрихи, борозды и т.п. с обязательным замером ориентировки последних и попыткой определить по ним направление относительного перемещения блоков); 10) следы повторных движений (возможно, иных, чем первоначальные, направлений) и повторных изменений состава зоны; 11) элементы залегания слоев осадочных пород у разрыва (в зоне влияния разрыва) и элементы залегания при удалении от него, характер изменений этих элементов (резкие, постепенные и т.п.); 12) изменения пород, связанные с разрывами (дробление, милонитизация, карбонатизация, окварцевание, обожренность, изменение окраски и т.п. и величина зоны измененных

пород); 13) ориентировка и характер оперяющих разрывов и трещин (классификация их на отрывные, сколовые и описание по всем вышеперечисленным пунктам).

При детальном изучении складок обязательны такие наблюдения, как: 1) привязка складки к местности; 2) описание смятых в складки пород; 3) форма складки (прямые изоклиальные, опрокинутые изоклиальные, остроконечные, веерообразные, сундучные, лемачие и др.) с обязательной зарисовкой или фотографированием их; 4) замеры элементов залегания слоистости на разных участках складки (в количестве, достаточном для изображения характера изгиба слоев разной компетентности); 5) замеры элементов ориентировки шарнира складки; 6) характер межслоевого проскальзывания на крыльях складки и в ядре (описание поверхностей скольжения, направление перемещений, замеры ориентировки штрихов и борозд скольжения); 7) будинаж, расланцевание и другие типы деформаций на крыльях и в ядрах складок (описание формы будин, измерение их размеров, замеры элементов ориентировки длинных осей будин относительно шарнира складки и штрихов на поверхностях скольжения); 8) описание складок волочения на крыльях крупных складок; 9) описание и замеры трещин различных типов: а) трещины растяжения с описанием состава материала, выполнившего их, б) концентрические трещины скалывания (обычно параллельные напластованию), в) косые трещины скалывания (диагональные), г) трещины скалывания нормальные к шарниру складки и т.п.

Доступные для детального изучения достоверные разрывные и складчатые деформации являются преимущественно малыми формами, либо небольшими фрагментами крупных структур. В малых формах отражается стиль тектоники района. По выражению Хинксмана [Hinxman, 1896], общая структура района часто полностью отражается в миниатюре на нескольких квадратных футах обнажения.

Крупные разрывы, представленные быстро разрушающимися эрозией продуктами трения, в большинстве случаев не имеют естественных обнажений. Так как обычно с этими разрывами связаны просадки в рельефе, распадки, долины ключей и рек, они не вскрываются и поверхностными горными выработками. Поэтому имеющие важное значение крупные разрывы при картировании часто пропускаются, а в случаях, когда такие разрывы предполагаются или устанавливаются, изучение их морфологических и кинематических особенностей недоступно.

Статистический анализ массовых замеров слоистости, шарниров складок и элементов разрывной тектоники производился на проекциях Шмидта и Вульфа. Использовались и другие специально разработанные приемы графического анализа.

В результате между структурными элементами были установлены пространственные, временные и генетические закономерные отношения, позволившие приступить к обобщению и увязке фрагментарного фактического материала. Анализировались ориентировка и взаимосвязи слоев песчаников, алевролитов, конгломе-



ратов, кремней, туфогенных и других пород, замеров элементов залегания слоистости, установленных контактов пород, осей складок, достоверных разрывов, даек разного состава, рудных тел.

Структурный анализ проводился на основе геологических карт масштаба 1:100 000, позволяющего не сокращая использовать все необходимые для анализа данные о геолого-структурных элементах и оценивать площади, целиком охватывающие крупные структуры.

В первый этап работ наиболее детальными исследованиями был охвачен Центральный Сихотэ-Алинь в пределах Восточного блока, сложенного преимущественно нижнемеловыми терригенными отложениями, смятыми в складки северо-восточного простирания. Затем в пределах Прибрежного блока проводился сравнительный структурный анализ доверхнемеловых складчатых и относительно слабо дислоцированных верхнемеловых - палеогеновых образований вулканического пояса. На завершающем этапе работ осуществлены структурные исследования в палеозойских и раннемезозойских образованиях к западу от Приморского разлома, где мезозойские отложения дислоцированы в субплатформенных условиях. В целом переосмыслен огромный фактический материал, собранный за 25 лет геологического картирования, поисково-разведочных и тематических работ на территории Приморья. Эти работы позволили выявить основные особенности и закономерности строения и истории тектонического развития Приморья, которые во многом оказались принципиально новыми.

## **МАЛЫЕ ФОРМЫ ДЕФОРМАЦИЙ И ЭЛЕМЕНТЫ СТРОЕНИЯ КРУПНЫХ СТРУКТУР**

Относительно небольшие структуры в полном объеме можно наблюдать и изучать в обнажениях, размерами от нескольких метров до нескольких десятков и сотен метров, а также в образцах пород и даже в шлифах. При этом удается исследовать закономерности связей между различными элементами структуры, что практически невозможно или возможно с весьма приближенной достоверностью при изучении крупных структур, цельное представление о которых геологу приходится создавать из разнообразных наблюдений. М.М. Тетяев [1941, с. 11] подчеркивал: "...мы всегда имеем отдельные разрозненные куски, а основное требование нашей дисциплины заключается в том, чтобы из этих кусков создать целое. Для того, чтобы понять целое, надо понять связи между отдельными элементами, а эти связи непосредственно наблюдаются только в ограниченных пределах...".

Многочисленные факты свидетельствуют о том, что уменьшение размеров совершенно не влияет на форму, например, складки; что микроструктуры полностью, включая многие детали, воспроизводят

более крупные структуры. Как указывает В.В. Эз [1970], подавляющее большинство исследователей, проводивших детальные работы по изучению взаимоотношения складок различных порядков, приходят к выводу, что складки разного размера одного и того же возраста, в одной и той же складчатой структуре удивительно похожи по своей морфологии, ориентировке в пространстве и взаимоотношению с разрывами различных типов [Лутц, 1964; Егоров, 1966; Эз, 1967, 1970; Hinxman, 1896; McIntyre, 1950; Sutton, Watson, 1959; и др.]. Сказанное справедливо и в отношении разрывов. М.В. Гзовский [1971, с. 95] писал: "...говоря о разрывах, геологи имеют дело с объектами, величины которых лежат в диапазоне  $10^{16}$  от соизмеримых с земным шаром до сопоставимых с крупными молекулами. Несмотря на очевидные большие различия физических и геологических причин возникновения, разрывы разной величины обладают поразжающим геометрическим сходством морфологии, что указывает на существование у них некоторых общих особенностей формирования...". Общность особенностей формирования, как отмечает Л.У. Ситтер [1960], определилась тем, что, создавая малых размеров складки и разрывы, природа проводила эксперимент с тем же самым материалом и в тот же интервал времени, но во много меньшем масштабе. В результате получилось полное подобие, несравненно лучше подобия, достигаемого при экспериментах, не учитывающих такой важный фактор деформаций, как время. Л.У. Ситтер считает, что уменьшение размеров не играет столь существенной роли, как это предписывает теория подобия.

В Восточном Приморье, где были сосредоточены основные наблюдения за малыми формами деформаций, выделяются нижний и верхний структурные комплексы. В нижний комплекс объединены разновозрастные (от позднепалеозойских до раннемеловых включительно), преимущественно терригенные отложения, интенсивно смятые в линейные складки и рассеченные многочисленными различно ориентированными разрывами. Верхнемеловые — палеогеновые осадочно-вулканогенные образования верхнего структурного комплекса деформированы относительно слабо. На первом этапе исследований основное внимание было уделено изучению складчатых и разрывных деформаций нижнего структурного комплекса, главным образом в пределах Восточного блока (см. рис. 22), сложенного с поверхности преимущественно нижнемеловыми отложениями.

## СКЛАДКИ

Складки высших порядков изучались восточнее Центрального разлома в обнажениях и горных выработках в разных частях нижнего структурного комплекса. Выявлены две основные их разновидности: 1) складки с горизонтальными и пологонаклонными шарнирами; 2) складки с вертикальными и крутонаклонными шарнирами.



## Складки с горизонтальными и пологонаклонными шарнирами

Складки с горизонтальными и пологонаклонными шарнирами (рис. 1) распространены особенно широко и представлены разнообразно. Открытые симметричные складки с горизонтальными шарнирами наблюдаются относительно редко. Ширина таких складок 5–10 м и более, крылья наклонены полого –  $32-35^\circ$ . Открытые складки чаще всего сложены песчаниками. Алевролиты и флишoidные толщи смяты преимущественно в изоклиналильные складки, крутопадающие крылья которых параллельны друг другу и осевой поверхности и настолько тесно сжаты, что выявление ядер изоклиналильных складок зачастую требует тщательного изучения обнажений.

В зависимости от формы замка наблюдаются преимущественно концентрические складки, изредка – остроугольные и другие разновидности. Мощность слоев песчаников на крыльях и в ядрах обычно не меняется, тогда как алевролиты на крыльях интенсивно отжимаются в сторону ядер, зачастую обуславливая развитие дисгармоничной складчатости. Форму складок, как правило, определяют слои песчаников, компетентные по сравнению с пластичными алевролитами, бравшими на себя в период складкообразования роль "диктующих слоев" [Белюсов, 1947]. Во многих случаях слои песчаников интенсивно будинированы. Размеры будин зависят от мощности слоев и варьируют от нескольких сантиметров до 1 м и больше. Иногда длинные оси будин параллельны шарнирам складок, что указывает на соскладчатую природу будинажа.

Из складок с горизонтальными и пологонаклонными шарнирами широкое развитие получили асимметричные, углы наклона крыльев которых в редких случаях положе  $35^\circ$ , чаще же значительно круче. Так, одно крыло может быть не круче  $35^\circ$ , а другое – вертикальным или опрокинутым. Среди изоклиналильных складок редко осевые поверхности и параллельные ей крылья вертикальны, в большинстве случаев они опрокинуты вплоть до положения лежащих складок. Не всегда осевые поверхности сопряженных изоклиналильных складок параллельны между собой, иногда они наклонены навстречу друг другу или в разные стороны.

Закономерностей в направлении опрокидывания складок на значительных расстояниях чаще нет. Например, по р. Березовой, докольные террасы которой сложены переслаивающимися нижнемеловыми алевролитами и песчаниками, наблюдается бессистемное чередование складок, опрокинутых в разные стороны (в том числе и лежащих) со складками прямыми изоклиналильными или открытыми симметричными и асимметричными. В одних случаях опрокинутые складки являются складками волочения, возможно, осложняющимися крыльями крупных синклиналей и антиклиналей, в других случаях опрокидывание связано со взбросами или надвигами.

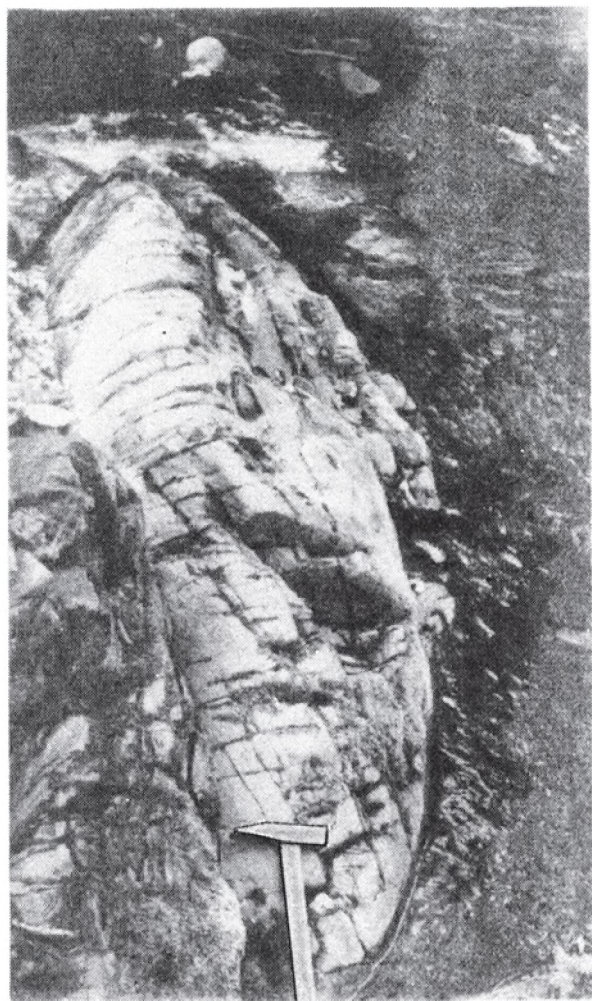


Рис. 1. Ядро складки с пологим шарниром.  
Нижний мел, р. Березовая

Прекрасным примером тесной связи опрокидывания складок с надвигами являются деформации, наблюдающиеся в обнажениях по р. Кеме, где в разрезе нижнемеловой флишоидной толщи все складки на протяжении около 10 км от западной кромки вулканитов опрокинуты на северо-запад (см. рис. 36). Здесь же широко развиты надвиги и взбросы, сместители которых падают на юго-юго-восток, образуя широкую (около 10 км) надвиговую зону. В связи с развитием чешуйчатых надвигов северо-западные крылья антиклиналей и юго-восточные - синклиналей оказались опрокинутыми на северо-северо-запад. Кроме того, юго-восточные крылья складок

часто сорваны и надвинуты. Тесная связь опрокинутых складок с надвигами позволяет использовать особенности таких деформаций для обнаружения и изучения надвиговых зон в условиях плохой обнаженности, когда приходится иметь дело лишь с отдельными разрозненными геолого-структурными элементами.

### **Складки с вертикальными и крутонаклонными шарнирами**

В пределах нижнего структурного комплекса такие складки распространены достаточно широко, и их происхождение заслуживает особого внимания. Интерес к этому типу пликативных деформаций вызван тем, что формирование складок с крутопадающими шарнирами связано со сдвигами [Пейве, 1960; и др.]. Вслед за А.В. Лукьяновым [Буртман и др., 1963] складки с крутопадающими и вертикальными шарнирами мы будем называть аксоноклиналями.

В пределах исследуемой площади аксоноклинали по своим морфологическим признакам разнообразны. Часто наблюдаются начальные формы развития аксоноклиналей в виде гофрировки крутопадающих слоев. Осевая поверхность здесь, так же как и шарнир, вертикальна и ориентирована нормально (или под острым углом) к первичному простиранию крутопадающего слоя. В зависимости от положения крыльев относительно осевой поверхности наблюдаются открытые аксоноклинали и тесно сжатые, когда крылья параллельны друг другу и осевой поверхности (рис. 2). При этом крылья аксоноклиналей бывают настолько тесно сжатыми, что по различию элементов залегания крыльев такие складки нельзя обнаружить. При сравнительно узких замковых частях (см. рис. 2), которые можно принять за будины, крылья аксоноклиной достаточно мощны, поэтому в большинстве обнажений встречаются именно участки крыльев в виде параллельных крутопадающих и вертикальных слоев. Последнее замечание справедливо и в отношении изоклиальных складок с горизонтальными шарнирами. В вертикальном разрезе тесно сжатые складки с горизонтальными и крутонаклонными шарнирами, на первый взгляд, идентичны и только тщательное изучение замка позволяет выявить тип складки. Истинная форма складки наблюдается только в срезах, нормальных шарниру. Известно, что естественные обнажения в подавляющем большинстве крутые и по отношению к аксоноклиналим всегда являются косыми срезами, в которых аксоноклинали обычно выглядят как изоклиальные складки с горизонтальными и пологими шарнирами. Вероятно, поэтому при геологическом картировании, проводившемся без специализированных структурных исследований, роль аксоноклиналей в складчатых дислокациях Приморья оказалось значительно заниженной.

Положение шарниров и осевых поверхностей аксоноклиналей зависит от направления послыдного скольжения. Это предполо-





Р и с. 2. Ядро складки с вертикальным шарниром (аксоноклиналь). Нижний мел, р. Березовая

жение подтверждается тем, что тектоническая штриховка на поверхностях скольжения при любом типе складчатости ориентирована преимущественно нормально шарнирам. Изучение и массовые замеры тектонических штрихов в местах развития аксоноклиналей (например, в верховье р. Арму и по р. Березовой) показали на интенсивное проявление здесь послойного скольжения с многочисленными зеркалами и горизонтальной сдвиговой штриховкой. Здесь же наблюдаются и секущие крутопадающие разрывы с горизонтальной тектонической штриховкой, также указывающей на

сдвиги. Пространственная связь аксоноклиналей со сдвигами свидетельствует об их генетическом родстве.

Аксоноклинали следует рассматривать как наложенный тип складчатости, связанный с развитием сдвиговой тектоники. Формированию аксоноклиналей предшествует первичная складчатость, в результате которой горизонтально лежащие толщи в начале обязательно сминаются в смятые складки с горизонтальными шарнирами и крутыми осевыми поверхностями. При этом появляются крутопадающие слои, крутой кливаж или сланцеватость, которые в дальнейшем при развитии сдвиговой тектоники сминаются в аксоноклинали. Горизонтальное скольжение происходит не только вдоль поверхностей напластования, но и по косо секущим слоистость крутопадающим разрывам, в том числе и вдоль кливажных поверхностей. Разрывы иногда приурочены к осевым поверхностям складок, и в результате горизонтальных движений по ним крутопадающие крылья складок сминаются в аксоноклинали.

Итак, в зависимости от угла погружения шарниров установлено два типа складок: 1) складки с горизонтальными и пологими (положе  $45^\circ$ ) шарнирами; 2) складки с вертикальными и крутонаклонными (круче  $45^\circ$ ) шарнирами (аксоноклинали). Аксоноклинали являются наложенной формой складчатости деформаций и прямым следствием развития сдвиговой тектоники. Среди складок первого типа выделяются опрокинутые и лежащие, формирование которых часто связано с развитием взбросов и особенно надвигов. Учитывая, что каждому морфо-кинематическому типу разрывов соответствует определенный тип складчатых деформаций, можно использовать эту связь как средство, способствующее изучению разрывной тектоники.

#### **Статистический анализ структурных элементов складок**

Широкое развитие складок высоких порядков позволяет предположить, что массовые замеры элементов залегания слоев, прежде всего отражают морфологию и пространственную ориентировку сравнительно небольших дополнительных складок, осложняющих более крупные. Это же можно сказать и в отношении статистического анализа шарниров складок. Однако учитывая, что одновозрастные складки разного размера в одной и той же складчатой зоне сходны по своей морфологии и ориентировке в пространстве, статистический анализ структурных элементов мелких складок можно использовать для выявления пространственного положения и морфологии складок более крупных. В этом заключалась главная цель статистических исследований. Не менее важно выявить пространственные взаимоотношения складок и других форм гликативных деформаций с разрывами.

Массовые замеры залегания слоев осадочных пород достаточно полно отражают пространственное положение линейных складок,

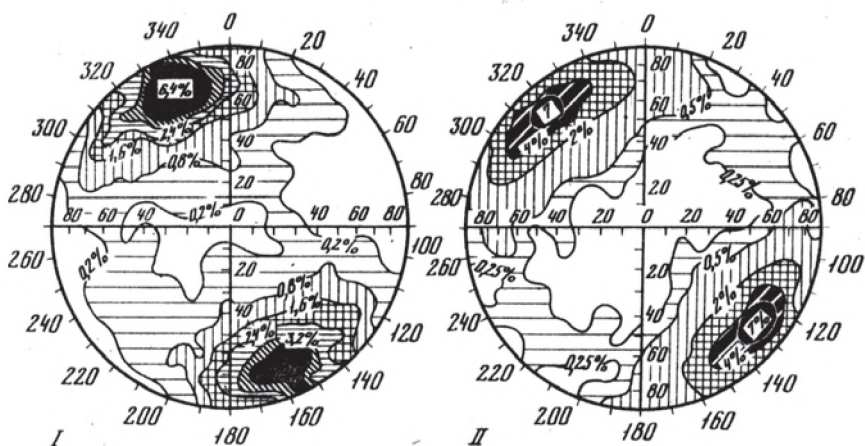
и позволяют установить отличие ориентировки местных складок, от простираций фоновых складок. В чем выражаются эти отличия?

В результате статистической обработки массовых замеров элементов залегания слоев в пределах площадей, не занятых месторождениями, установлено, что фоновое простираение слоев, а следовательно, и линейных складок, ориентировано в направлении СВ  $68^\circ$  (рис. 3, I). Углы падения крыльев крутые, с хорошо выраженными практически равноценными максимумами: 1) СВ  $335^\circ$ , угол -  $70^\circ$  и 2) ЮВ- $155^\circ$ , угол -  $70^\circ$ . На месторождениях же складки ориентированы преимущественно на СВ- $42^\circ$ , углы падения крыльев также крутые (см. рис. 3, II). Сравнение диаграмм позволяет сделать вывод, что слои и оси местных складок повернуты относительно фоновых примерно на  $26^\circ$  против часовой стрелки. Подобный разворот, обусловивший в плане флексурный изгиб осей складок, наблюдается вблизи достоверно установленных северо-восточных левых сдвигов Сихотэ-Алиня. Идентичность структурного рисунка большинства месторождений с присдвиговыми деформациями, позволила предположить, что месторождения расположены в пределах зон, где развиты левосдвиговые дислокации.

Другим, не менее важным элементом, отражающим положение складки в пространстве, является ее шарнир. Наиболее широко распространены складки с пологонаклонными и горизонтальными шарнирами. Как показал статистический анализ, простираение пологонаклонных шарниров для разных районов меняется от СВ- $15^\circ$  до СВ -  $55-70^\circ$ , за исключением единичных замеров, оно всегда северо-восточное. Для подавляющего большинства пологонаклонных шарниров характерна тенденция к погружению на северо-восток.

Достаточно широко распространены и аксоноклинали. Шарниры аксоноклиналей отличаются разнообразием азимутов погружения; преобладают погружения на юго-запад, субнормально пологопадающим северо-восточным шарнирам. Тенденция погружения шарниров аксоноклиналей на юго-запад, по-видимому, проявляется в замерах слоистости, поперечных к северо-восточному простираению складок (см. рис. 3, I). При четко выраженном северо-восточном простираении складок, поперечные ему замеры отражают характер замыкания складок, а следовательно, и положение их шарниров. На месторождениях (см. рис. 3, II) поперечных пологопадающих замеров относительно мало, преобладают крутые поперечные замеры, что позволяет предполагать широкое развитие здесь аксоноклиналей. А это, в свою очередь, подтверждает предположение о пространственной связи месторождений со сдвиговыми дислокациями, так как аксоноклинали являются наложенной формой складчатых деформаций, связанных со сдвигами.

На диаграмме, отражающей элементы фоновых складок (см. рис. 3, I), поперечные замеры представлены не только круто-, но и пологопадающими системами. Система поперечных замеров с



Р и с. 3. Диаграммы ориентировки слоев - фоновой (I, замеров - 2300) и в пределах месторождений (II, замеров - 4100)

падением СВ -  $15-35^\circ$ , по-видимому, показывает положение пологих шарниров. Напротив, система поперечных замеров с падением ЮЗ -  $45-75^\circ$  соответствует пространственному положению шарниров аксоноклиналей, ориентированных нормально к северо-восточным пологонаклонным шарнирам.

Статистический анализ массовых замеров элементов складок позволяет сделать следующие основные выводы:

1. Оси складок в пределах подавляющего большинства разведываемых и разрабатываемых рудных участков относительно фоновых повернуты в плане против часовой стрелки. Характер поворота складок на таких месторождениях идентичен флексурному изгибу слоев вблизи достоверно известных левых сдвигов северо-восточного простирания, что дает основание предполагать пространственную связь этих месторождений со сдвиговыми дислокациями.

2. В результате полевых исследований в зависимости от положения шарниров выявлены два типа мелких складок. Они подтверждены статистическим анализом элементов складок; установлены следующие закономерности их пространственного положения: а) складки с пологонаклонными шарнирами ориентированы на северо-восток и погружаются преимущественно в этом же направлении; б) складки с крутыми шарнирами (аксоноклинали) ориентированы более разнообразно, но преимущественно нормально к пологонаклонным северо-восточным шарнирам. Особенно широкое развитие аксоноклинали получили на месторождениях, что еще раз подтверждает доминирующую здесь роль сдвиговых дислокаций.



## РАЗРЫВЫ

Выделяются два генетических типа разрывов: 1) разрывы сколового типа, по которым происходят основные перемещения геологических масс; 2) разрывы растяжения (раздвиги), являющиеся основными местами инъекций. Разрывы сколового типа (разрывы-сместители) разделяются в зависимости от ориентировки относительно горизонтальной поверхности и характера смещения на сдвиги (левые и правые), надвиги, взбросы, сбросы и промежуточные морфологические типы (сдвиго-сбросы, сдвиго-взбросы и т.п.). Разрывы сколового типа ориентированы под острым углом к максимальному напряжению сжатия. В условиях хрупкой деформации этот угол равен приблизительно  $30^\circ$ , при пластической он увеличивается до  $60^\circ$ . Разрывы растяжения (раздвиги) ориентированы параллельно максимальному напряжению сжатия. Расхождение стенок разрывов растяжения происходит в направлении, совпадающем с ориентировкой минимального напряжения сжатия. Нормально к максимальному напряжению сжатия ориентированы структуры сжатия (складки). Среднее напряжение сжатия ориентировано нормально к максимальному и минимальному и параллельно линии пересечения поверхностей разрывов первой и второй групп. В зависимости от того или иного пространственного положения системы координат, главная роль в формировании геологических структур принадлежит сдвигам, надвигам или сбросам. Сдвиги развиваются в условиях, когда максимальное напряжение сжатия ориентировано горизонтально, а среднее — вертикально. При этом три главных типа структур одновременного процесса деформаций пространственно взаимосвязаны таким образом, что разрывы-сместители (сдвиги) занимают положение биссектрисы прямого угла (или близкого к прямому) между разрывами растяжения (раздвигами) и структурами сжатия (складками). Острый угол между разрывом растяжения и разрывом-сместителем указывает на направление перемещений по последнему.

Существующие закономерности пространственной связи между разрывами различного генетического типа говорят о важности морфо-кинематической характеристики каждого разрыва. Отсутствие такой информации или путаница в ней заведомо обрекают на неудачу все попытки, направленные на установление основных временных, пространственных или генетических связей между разрывами [Косыгин, 1969].

Для каждой генетической группы разрывов характерен свой комплекс элементов, несущих основную информацию о типе разрывов и их пространственной ориентировке. В условиях плохой обнаженности очень редко удается получить полную характеристику выявленных разрывов, поэтому отнесение их к тому или иному морфо-кинематическому типу часто не представляется возможным, что крайне затрудняет выяснение основных закономерностей разрывной тектоники. Необходима систематизация разрывов и главным



образом отдельных их элементов в расчете на то, что наиболее широкое развитие получают элементы доминирующей морфо-кинематической группы разрывов. В результате систематизации разрозненных элементов воссоздается полный комплекс признаков, четко несущих информацию о типах разрывов, их генетической и пространственной взаимосвязи.

Массовому анализу разрывов предшествовала большая работа по исследованию признаков, характеризующих разрывы различного генетического типа и особенно разрывов сколового типа, по которым происходят основные смещения геологических масс.

### Детали строения поверхностей смещения

При разрыве и относительном смещении геологических тел или частей геологического тела на поверхностях скольжения остаются следы, наиболее важные из которых — штрихи и борозды, отражающие истинное перемещение блоков по разрыву. Одновременно с тектонической штриховкой часто формируются коренные и аккреционные ступени, по которым определяются направления относительных смещений смежных блоков. При достаточно тщательном изучении деталей сместителей можно восстановить диаломо-кинематические условия формирования разрывных структур.

Изучением деталей и следов поверхностей смещений занимались многие исследователи [Громин, 1970; Иванов, 1974; Lyons, Sneltenburg, 1971; Norris, Barron, 1968; и др.]. Исследование тектонической штриховки в целях решения некоторых структурных проблем, впервые применены нами при изучении структурно-тектонических особенностей месторождения Нижнего. Выработанная методика полевых наблюдений и статистического анализа массовых замеров тектонической штриховки и разрывов, несущих, кроме штриховки, и другие признаки смещений, с некоторыми добавлениями и изменениями использовалась и в дальнейшем при изучении тектоники Восточного Приморья [Уткин, 1975, 1976а, 1977а, 1978а,б].

Поверхности скольжения характеризуются разнообразием рельефа. Наиболее широко распространены плоские и волнообразные (рис. 4, 5). На той и другой разновидностях особенно важны следы скольжения, оставленные при смещении по разрыву смежных блоков. Обычно это штрихи и борозды. Штрихи представляют собой прямолинейные или слабо изогнутые гладкие царапины на зеркале скольжения, измеряемые в глубину и ширину долями миллиметров (см. рис. 5). Борозды — прямолинейные выемки, ширина и глубина которых измеряется миллиметрами или несколькими сантиметрами (см. рис. 4, 5). Днища и обычно пологие борта борозд часто притерты до зеркал скольжения, на которых нередко наблюдается штриховка параллельная простираению борозд. Борозды зачастую разделены линейными выпуклостями (валами), простираение которых также параллельно бороздам и штрихам, что сви-



Рис. 4. Тектонические штрихи и борозды на плоской поверхности скольжения. Место-рождение Дальнеэтажное

детельствует об их генетическом родстве. Иногда на одной поверхности скольжения остаются следы разновременных и разнонаправленных перемещений. Более поздняя штриховка обычно выражена четко, ранняя - затушевана и сохраняется в виде реликтов. На одной поверхности скольжения нами наблюдалось до четырех разновременных и разнонаправленных следов скольжения, углы между которыми разные - от очень острого до прямого. На поверхностях скольжения сближенных параллельных разрывов штрихи и борозды, за редким исключением, также параллельны между собой.



Рис. 5. Тектонические штрихи и борозды на волнообразной поверхности скольжения. Местоорождение Зимнее.

Рассмотренные лицевые элементы строения поверхностей скольжения (штрихи, борозды, залы) являются следами перемещения блоков по разрыву, но они не определяют направление перемещения блоков относительно друг друга (правый или левый сдвиг, сброс или взброс?). Этот вопрос решается с помощью ступеней — ступенеобразных неровностей на поверхности сместителей, расположенных субперпендикулярно к направлению смещения (рис. 6).



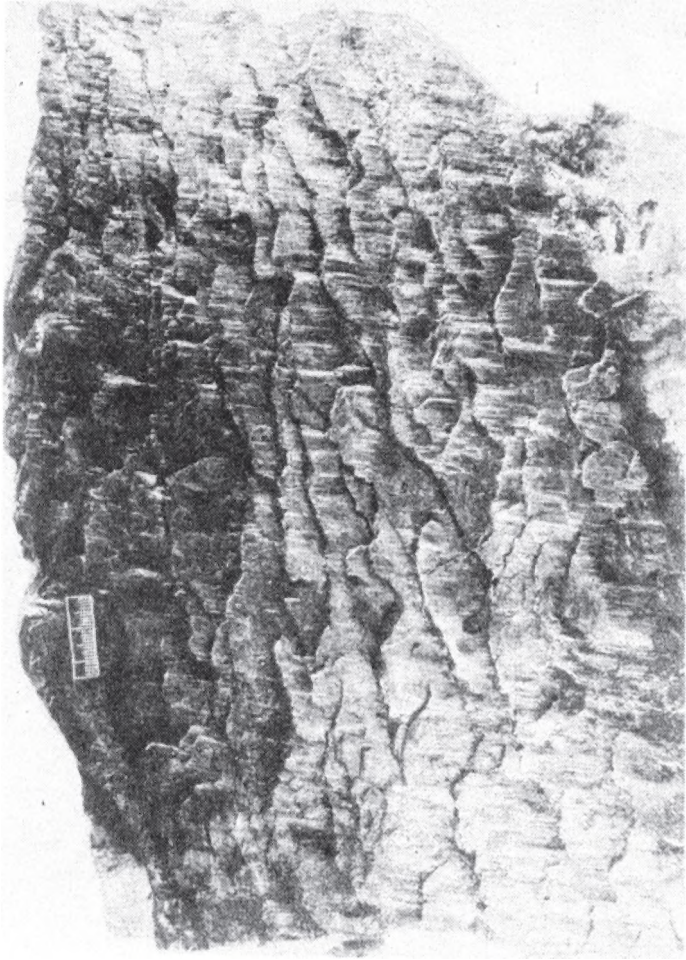


Рис. 6. Поверхность скольжения с тонкой тектонической штриховкой на площадках коренных ступеней. Месторождение Тернистое

У ступени выделяются уступ и площадка. Поверхности площадок, располагаясь кулисообразно, являются частью поверхности сместителя и составляют с его общим простираем угол от 1 до 20°. Один из краев площадки резко обрывается, образуя уступ. Высота уступа до нескольких миллиметров. Уступы ориентированы в одну сторону и, хотя кромки их неровные, в целом они перпендикулярны штрихам (см. рис. 6). Иногда поверхности сместителей целиком состоят из наклонных кулисообразно расположенных площадок, на которых наблюдаются штрихи, ориентированные нормально уступам

этих площадок (см. рис. 6). В некоторых случаях площадки с уступами (ступени) редки или их нет и тогда сместители представлены гладкими поверхностями скольжения.

Выделяются два типа ступеней: аккреционные и коренные. Аккреционная (наложенная) ступень состоит из минерализованной или неминерализованной глины трения, спрессованной и прижатой к зеркалу скольжения (см. рис. 4). Иногда аккреционные ступени сложены кварцем или кальцитом. Коренная ступень, в отличие от аккреционной, врезана в коренную породу и представляет с ней единое целое (см. рис. 6). Образование ее часто связано с внутренним строением породы [Иванов, 1974].

Для определения направления относительного перемещения сопряженных блоков используется правило "гладкости" (правило Гофера), согласно которому смещение одного блока относительно другого происходило только в том направлении, в котором не чувствуется зацепов, если по поверхности провести пальцем, т.е. в ту же сторону, куда обращены уступы ступеней на зеркале скольжения. Однако правило Гофера не всегда подтверждается [Громин, 1970; Norris, Barton, 1969; Tja, 1964; Gay, 1970; и др.]. В ряде случаев на поверхностях смещения одного блока уступы ступеней, ориентированные под прямым углом к штрихам, обращены в сторону, противоположную движению другого блока. Ступени на поверхности скольжения, которые как бы препятствуют движению по разрыву, называются несогласными, в отличие от согласных, соответствующих правилу "гладкости". По данным некоторых исследователей [Norris, Barton, 1968], аккреционные ступени — согласные. Уступы коренных ступеней, напротив, ориентированы в различных направлениях, поэтому без привлечения других данных о поверхности разрыва и без учета характера деформаций, связанных с движениями по разрыву, они не могут быть использованы для определения направления смещения.

Нам неоднократно удавалось наблюдать согласные аккреционные и коренные ступени. В бассейне р. Арму (месторождение Тернистое) наблюдался надвиг, истинное движение по которому установлено по подвороту, слоев вблизи сместителя. На поверхности скольжения аллюхтона видны отчетливые штрихи и расположенные перпендикулярно к ним четкие коренные ступени с высотой уступов до 2 мм, направленные в сторону, противоположную движению аллюхтона. Ориентировка трещин растяжения подтверждает вывод о направлении движения по надвигу, сделанный по правилу Гофера. Наблюдались также согласные коренные и аккреционные ступени на поверхностях скольжения, направления движения по которым твердо устанавливались по разобщениям различного состава прожилков, рудных жил, слоев и других геологических тел. В правом борту р. Микулы в обнажении обнаружен эшелон трещин скола, на поверхностях которых наблюдалась слабо выраженная штриховка. Соседние сколы соединены между собой трещинами отрыва, выполненными кварцем. Эти трещины субперпендикулярны сколам и

штриховкам на сколах. В целом, сочетание сколов с трещинами отрыва обусловило ступени, подобные тем, которые можно наблюдать на поверхности скольжения (см. рис. 6), если эту поверхность рассматривать в срезе, нормальном к ней и параллельном штрихам. При этом сколы со штриховкой являются площадками ступеней, а трещины отрыва, выполненные кварцем – их уступами. В этом варианте коренные ступени, безусловно, согласные.

Таким образом, штрихи, борозды, линейные выпуклости и ступени являются основными элементами строения поверхностей скольжения, по которым можно определить направление перемещения блоков в пространстве. С этой целью необходимо, кроме замеров элементов ориентировки поверхностей скольжения, измерять и ориентировку штрихов и борозд. Ориентировку штрихов можно (а для контроля точности измерения и необходимо) измерять двумя способами. Один из них определяет наклонение [Хилле, 1967] штриха, когда на поверхности скольжения измеряется острый угол между штриховкой и линией простирания сместителя с указанием румба наклона штрихов. Это способ удобен для замеров на крутых сместителях. При документировании пологих сместителей более надежен способ измерения погружения штрихов, т.е. замер угла между штриховкой и горизонтальной плоскостью с указанием азимута погружения штрихов. Достоинство второго способа в определении истинного положения штрихов в пространстве независимо от результатов замера сместителя.

#### **Продукты тектонического дробления и истирания пород**

Продукты дробления и истирания пород, так же как зеркала скольжения, штриховка и борозды, указывают на значительные смещения вдоль разрывов.

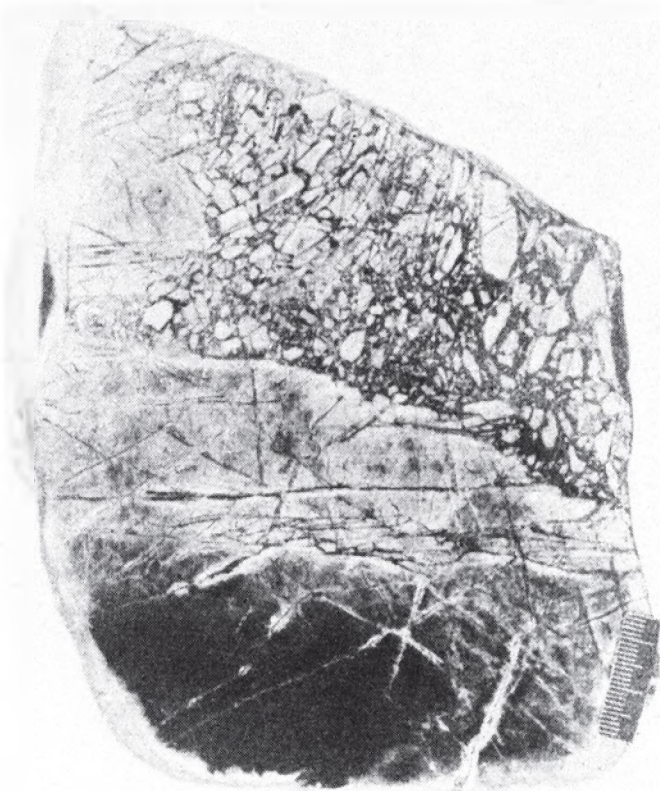
Наиболее широко распространена тектоническая глина, обычно светло-желтого и темно-серого цвета. Цвет ее зависит от окраски истертой породы и типа вторичной минерализации. Часто глина трения является цементом брекчий, состоящих из обломков, форма которых определяется степенью их обработки и составом. Остроугольная форма свидетельствует о слабой обработке, шаровидная и эллипсоидная – о более интенсивной. Иногда за шаровидными обломками тянется шлейф, состоящий из продуктов истирания этих обломков; он может использоваться как дополнительный признак при определении направления перемещений по разрыву. Глина трения часто выполняет пространство между двумя поверхностями скольжения, на которых наблюдаются штриховка и борозды. Иногда она имеет полосчатое строение, обусловленное либо наложенной минерализацией, либо четко выраженной ориентировкой обломков внутри нее. Замечено, что полосчатость часто ориентирована под острым углом к стенкам разрыва сместителя, но нормально к оперяющим его трещинам растяжения. Это также необходимо учитывать

при определении направления перемещений по разрыву и направлению максимального напряжения сжатия. Мощность зон тектонической глины от нескольких миллиметров до нескольких метров. В крупных разрывах зоны глины трения иногда перемежаются с участками (блоками) сильно деформированных пород, несущих реликты первичной структуры. В частности, в таких блоках можно наблюдать мелкие складки, положения шарниров которых указывают на направления перемещений по разрыву (шарниры складок обычно ориентированы нормально к направлению движения).

Между двумя поверхностями скольжения часты брекчии, состоящие из обломков пород, которыми сложены смежные блоки или один из них. Обломки обычно остроугольные, без следов обработки и нередко сцементированы кварцем или кальцитом. Этот вид продуктов дробления пород также указывает на значительные движения по разрыву, но только в тех случаях, когда на стенках разрыва видны следы перемещения (штрихи, борозды и т.п.). Обычно же остроугольные брекчии выполняют полости структур растяжения, к которым в первую очередь относятся раздвиги. Вследствие расхождения стенок, раздвиги выполняются тектоническими брекчиями, а также дайками и жильным материалом, часто цементирующим обломки брекчий. Раздвиги ориентированы под острым углом к разрыву-сместителю; являясь рудо- и дайковмещающими структурами, они относительно легко обнаруживаются, тогда как разрывы-сместители, представленные притертыми поверхностями скольжения или выполненные легко разрушающимися продуктами истирания пород, в условиях плохой обнаженности выявляются с большим трудом, в связи с чем роль их в геологическом строении районов часто исследователями занижается.

При изучении тектонических брекчий, заключенных между двумя поверхностями с четкими признаками скольжения (штрихи, борозды и т.п.), необходимо иметь в виду, что брекчии и следы скольжения могут быть одновременными. Например, перемещение по разрыву могло осуществляться на раннем этапе развития, затем, вследствие смены динамических условий, происходит трансформация разрыва-скола в разрыв растяжения с раздвиганием стенок и обрушением в образовавшуюся полость обломков пород, которые впоследствии могут быть сцементированы жильным или дайковым материалом. В других случаях образование тектонических брекчий может быть связано с перемещениями по разрыву, в результате которых в дробление и последующее истирание вовлекаются участки пород, примыкающие к разрыву (рис. 7). Приведенный пример (см. рис. 7) характеризует начальную стадию разрушения пород вблизи разрыва, когда обломки еще остроугольные, без следов обработки. Некоторые из них мысленно легко соединяются в слои, четко выраженный подворот которых указывает на направление смещения вдоль сместителя (верхний край образца). Направление перемещения (левый сдвиг) подтверждается ориен-





Р и с. 7. Характер разрушения пород (песчаники) вблизи разрыва-сместителя (верхний край образца)

тировкой оперяющих разрыв-сместитель трещин отрыва, часть из которых начтается материалом дробления.

Таким образом, в результате детальных исследований был описан большой комплекс известных и новых элементов, характеризующих очень важную генетическую группу разрывов сколового типа, по которым происходят основные перемещения масс. Описанный комплекс признаков использовался при морфо-кинематической систематизации разрывов и статистическом анализе массовых размеров разрозненных элементов разрывной тектоники.

Ко второй, не менее важной генетической группе относится разрывы растяжения (раздвиги, микрораздвиги). Вследствие отсутствия вдоль этих разрывов скользящих движений, стенки их не притерты и не несут следов смещения блоков. Движение соприкасающихся по разрывам блоков происходит в направлении, ориентированном нормально к простиранию разрывов. В результате расхождения стенок образуются полости, благоприятные для локализации даек и руды. В отличие от ровных поверхностей скольжения,



разрывы растяжения, если это не трансформированные сколы, характеризуются неровными извилистыми пилообразными очертаниями, часто с парными зазубринами на противоположных стенках. Ориентируясь под острым углом к разрывам-сместителям, разрывы растяжения часто группируются в эшелонированные структуры.

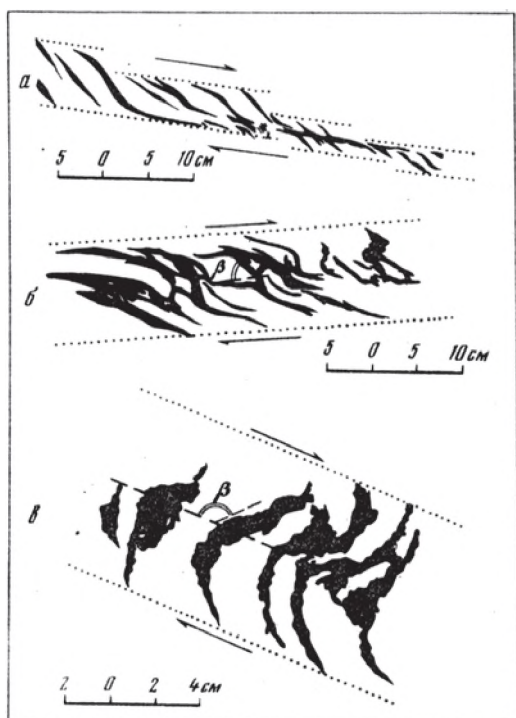
### **Эшелонированные разрывные структуры**

При изучении разрывной тектоники Сихотэ-Алиня выявлялись изменения морфологии и внутреннего строения разрывов на разных этапах их развития и в разных средах. В результате была установлена интересная форма содвиговых деформаций, выраженная эшелонированными структурами растяжения.

Эшелонированными разрывными структурами занимались многие исследователи [Белюсов, 1970; Воронов, 1968; Гзовский, 1956; Лукьянов, 1965; Уткин, 1974, 1978а,б; Roering, 1968; Tchalenko, 1970а,б; и др.]. Кроме наблюдений за естественными образованиями, проводились эксперименты по воссозданию динамо-кинематических условий формирования эшелонов [Гзовский, 1956; Riedel, 1929; Gloos, 1955; и др.].

В Приморье эшелоны разрывов впервые нами открыты в 1968 г. при изучении структурно-тектонических особенностей оловорудных месторождений. В дальнейшем были выявлены некоторые закономерности пространственного положения эшелонов [Уткин, 1974] и собран фактический материал, характеризующий внутреннее строение и кинематику формирования этих структур [Уткин, 1978б]. Исследования велись главным образом на месторождениях, где устанавливалась пространственная взаимосвязь рудных тел и даек. Одновременно изучались малые формы эшелонирования структур, отличающиеся большим разнообразием, что позволило классифицировать их по морфо-кинематическим признакам.

На месторождениях Приморья эшелоны в основном представлены кулисообразно расположенными рудными телами и дайками кислого и среднего состава. Кулисы малых эшелонов сложены преимущественно кварцем. По основным морфологическим признакам эшелоны сходны с подобными структурами, описанными из других регионов и созданными экспериментальным путем. Главными параметрами эшелона являются его длина и ширина (мощность), которые наиболее четко проявляются в срезе, проходящем через ось эшелона. Длина измеряется расстоянием вдоль оси между крайними кулисами, ширина - вдоль нормали к оси эшелона между его границами, которые условно проводятся через концы кулис (рис. 8). Осью является линия, соединяющая центры масс кулис. Она ориентирована горизонтально, наклонно или вертикально, поэтому ее пространственное положение определяется не только азимутом простирания, но и азимутом и углом погружения. Важным элементом строения эшелона считается угол между простираниями его кулис и оси (см. рис. 8), измеренный в плоскости среза, про-



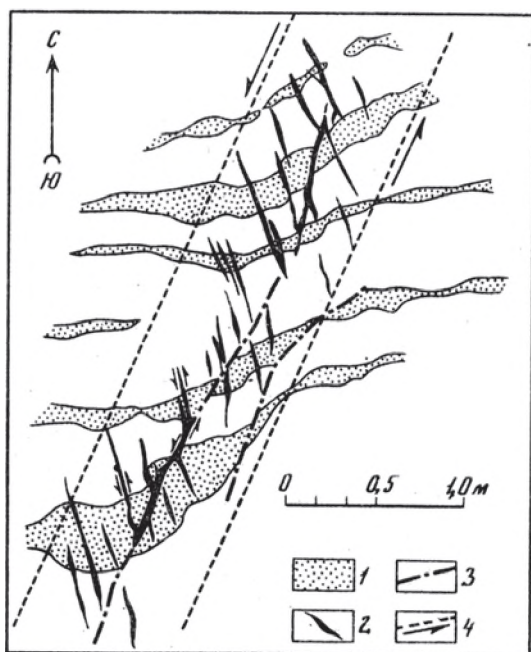
Р и с. 8. Морфология кулис эшелонов

*a* – уступообразный эшелон с линейными и Г-образными кулисами; *b, в* – прямолинейные эшелоны: *b* – с Г-образными кулисами, *в* – с S-образными кулисами; пунктир – границы эшелонов

ходящей через ось эшелона нормально поверхностям кулис. Такой срез в естественных условиях не всегда удается найти, но где он наблюдался, угол между осью и кулисами не превышал  $60-70^\circ$ , чаще составляя  $40-45^\circ$ , что отвечает величине угла между сколовыми разрывами и оперяющими их трещинами отрыва.

Наиболее распространены линейные (рис. 8, 9, 10) и линзовидные кулисы. Очень часто встречаются кулисы Г-образной формы (см. рис. 8), обусловленной ориентировкой центральных частей кулис под более крутым (но не свыше  $90^\circ$ ) углом к оси эшелона, чем их концы. Если угол превышает  $90^\circ$ , кулисы приобретают S-образную форму (см. рис. 8). При эшелонированном строении кулис, возникают структуры – эшелоны в эшелоне.

Ориентировка кулис относительно оси эшелона закономерна, по ней можно установить направление смещения противоположных блоков вдоль эшелона. Острый угол между кулисой и осью эшелона указывает на направление смещения блока относительно смежного с ним (см. рис. 8). Там, где это наблюдается, слои в



Р и с. 9. Флексуобразный изгиб слоев в зоне эшелона (зачаточного левого сдвига)

1 - песчаники; 2 - кулисы кварцевых прожилков; 3 - разрывы с признаками смещений; 4 - границы эшелона

зоне эшелона флексуобразно изогнуты, и подтверждают направление смещения блоков (см. рис. 9).

Кулисы эшелонов являются рудо- и дайковмещающими разрывными структурами и в период формирования рудных и дайковых тел, безусловно, были структурами растяжения, ориентированными параллельно направлению максимального сжатия. Но не всегда стенки этих структур содержат признаки, свидетельствующие об их формировании в результате отрыва, а не скола. Напротив, часто они гладкие, притертые и несут другие признаки скольжения, явно дорудного или додайкового происхождения. Слои вдоль кулис часто смещены, причем направление смещения согласное с направлением движения блоков вдоль эшелона. Если вдоль северо-восточного эшелона происходило смещение по типу левого сдвига (см. рис. 9), то такое же смещение наблюдается и вдоль его кулис, ориентированных на северо-запад. Аналогичное согласное смещение происходит и в структурах эшелона в эшелоне. Таким образом, во многих случаях структуры растяжения (микрораздвиги) возникают в результате трансформации сколовых разрывов.

В зависимости от внутреннего строения эшелонов, их морфологии и взаимосвязи выделяется несколько типов эшелонирован-

ных структур растяжения. По морфологии границ выделяются два типа эшелонов. Наиболее распространены линейные эшелоны, у которых обе границы непрерывные и параллельные (см. рис. 8, б, в) и уступообразные, границы которых состоят из отдельных отрезков (а).

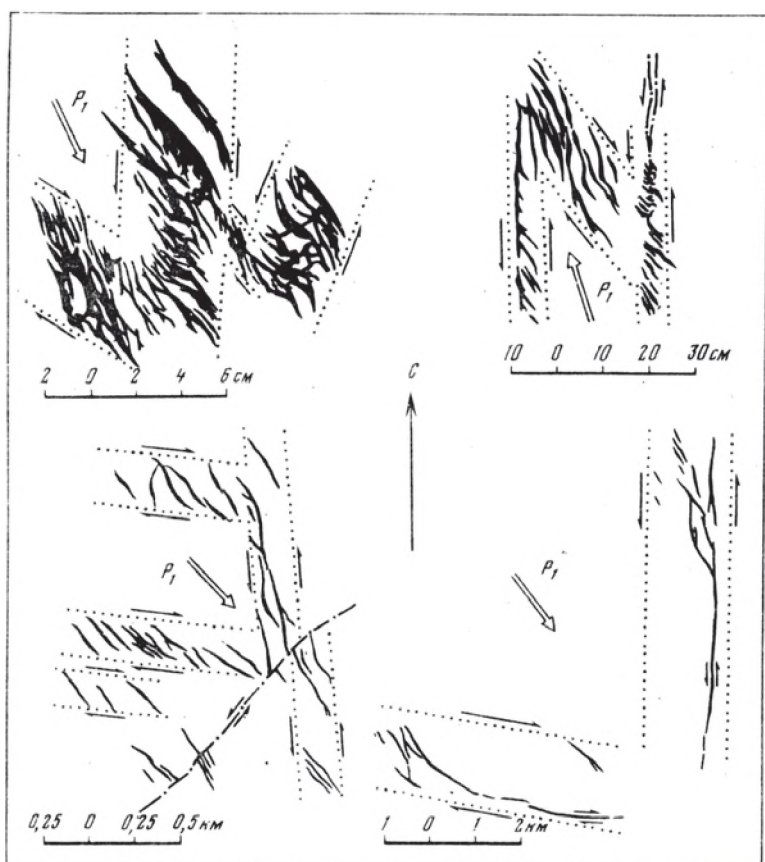
По характеру внутреннего строения выделяются широко распространенные кулисообразные эшелоны, у которых трещины растяжения заходят друг за друга кулисно и постепенно по простиранию выклиниваются (см. рис. 8, 9). В других случаях, относительно редких, расположенные эшелонированно соседние трещины растяжения по простиранию упираются в ориентированную субнормально к ним трещину скола. Сочетание трещины отрыва (растяжения) с трещинами скола (сдвигания) обуславливает ступенеобразный рисунок внутреннего строения эшелона, который полностью совпадает с профилем зеркал скольжения, на которых развиты, кроме тектонической штриховки, также и ступени (см. рис. 6). Ступенеобразный тип эшелонов объясняет формирование на поверхностях смещения коренных ступеней, которые используются для определения направления движения по разрыву.

Все перечисленные типы эшелонов обычно симметричны (оси являются осями симметрии). Асимметрия эшелонов обусловлена многими причинами. Так, часто одна из границ эшелона представлена разрывом, а другая проводится условно по концам кулис. Интересной особенностью эшелонов является переход кулисного строения эшелонов в зоны дробления. Он указывает на генетическую разновидность зон дробления, благоприятных для рудолокализации.

По взаимоотношению эшелонов выделяются параллельные, сопряженные и наложенные их типы. Чаще других встречаются параллельные эшелоны с идентичной кинематической характеристикой. В отличие от параллельных, сопряженные эшелоны характеризуются разнонаправленным смещением (см. рис. 10). Угол между осями сопряженных эшелонов измеряется от 45 до 80°, а их кулисы обычно параллельны между собой (см. рис. 10). Углы между кулисами и осью в параллельных и сопряженных эшелонах иногда одинаковы, но кулисы их между собой не параллельны. Часто кулисы одного эшелона параллельны оси сопряженного с ним эшелона.

Кроме сопряженных и параллельных эшелонов, выделяются наложенные. Последовательность формирования наложенных эшелонов устанавливается с помощью рудных тел и даек, которые локализуются в эшелонированных разрывах.

При изучении связи эшелонированных структур с трещинной тектоникой обнаружены следующие соотношения. Наиболее четко в обнажениях, где наблюдались эшелоны, выражены три системы сколовых трещин. Одна система всегда параллельна простиранию эшелона, другая — ориентирована нормально к нему, а его кулисы контролируются простиранием третьей системы трещин и часто совпадают с биссектрисой прямого угла между трещинами двух

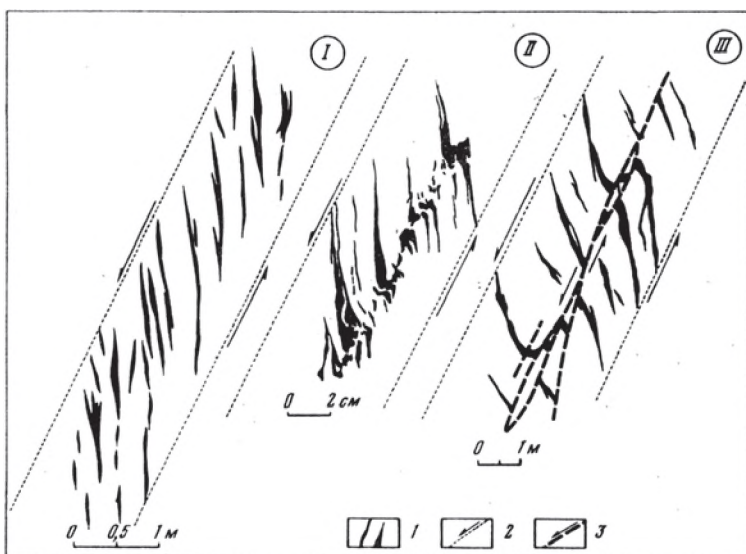


Р и с. 10. Малые формы сопряженных эшелонов (вверху) и крупные, локализирующие рудные тела на месторождениях

Пунктир — границы эшелонов; стрелки: тонкие — направление смещений, с  $P_1$  — направление максимального напряжения сжатия

первых систем. Установлено, что в некоторых случаях разрывы с четко выраженными признаками смещений (глина трения, штрихи, борозды скольжения) ориентированы параллельно одной из систем трещин. По простиранию разрывы переходят в эшелоны кварцевых прожилков, причем форма кулис эшелонов постепенно меняется от кулис разорванных и смещенных разрывом-сместителем до S-образных и Г-образных, постепенно переходящих в линейные. На этом примере раскрываются особенности развития разрыва-сместителя во времени. Разрыву-сместителю предшествует формирование эшелона трещин растяжения (микрораздвигов) линейной формы. Далее разрыв, наращиваясь по простиранию, проникает в зону эшелонированных микрораздвигов, возможно, уже выпол-





Р и с. 11. Характер деформаций пород на разных этапах (I, II, III) формирования сдвига

1 - кварцевые жилы; 2 - границы зон присдвиговых деформаций; 3 - разрыв (сдвиг) с признаками смещений

ненных минеральным веществом, и слабо их деформирует, затем разрывает и смещает. Форма кулис зависит от амплитуды перемещений. Это согласуется с результатами опытов М.В. Гзовского [1956]. В начальной стадии формируются кулисы линейной формы; с увеличением амплитуды смещения, они деформируются, последовательно приобретая Г-образную и S-образную формы и, наконец, могут быть разорваны и смещены (рис. 11). Смещенные части кулис ошибочно могут приниматься за оперяющие разрыв-сместитель трещины отрыва. Г-образная форма может образоваться не только в результате деформации линейных кулис, но и при сочетании сколовых трещин (фланги кулис) с трещинами растяжения (центральные части кулис).

Таким образом, эшелонированные структуры растяжения - это своеобразные формы сдвиговых дислокаций, отражающие зачаточный этап [Воронов, 1968] развития сдвигов. Эти сгруппированные в эшелоны структуры растяжения следует рассматривать либо как потенциальные (недоразвитые) сдвиги [Уткин, 1974; Roeting, 1968], либо как потенциальные взбросы, надвиги или сбросы, в зависимости от их пространственного положения и ориентировки кулис относительно оси эшелона. На раннем этапе развития сдвиг представляет зону первичной разрядки напряжений сжатия, которое реализуется в формировании структур растяжения в зоне зарождающегося сдвига, что обуславливает хорошую про-

нищасность сдвиговой зоны и благоприятные условия для минералоотложения в эшелонированных микрораздвигях (см. рис. 9, 10).

На месторождениях Приморья развиты две группы потенциальных сдвигов (см. рис. 10) [Уткин, 1974]: 1) субмеридионального и северо-восточного простирания – левые потенциальные сдвиги, 2) субширотного и северо-западного простирания – правые потенциальные сдвиги. Обе группы в пространстве распределены симметрично и часто сопряжены. Симметрия обусловлена внутренним строением потенциальных сдвигов и их кинематикой. Ось симметрии является биссектриса между указанными группами потенциальных сдвигов. Величина угла достигает  $50-80^\circ$ , а его биссектриса (ось симметрии) отвечает направлению горизонтальных сил сжатия (см. рис. 10). На ориентировку последних (СЗ-ЮВ) указывают как сопряженные сдвиги, так и развитые на некоторых месторождениях надвиги и взбросы, нормальные направлению сжатия, и параллельные им оси складчатых структур.

Кроме горизонтальных сдвиговых эшелонов, на месторождениях Приморья развиты и наклонные эшелоны, изучение которых представляет большой практический интерес.

### Сдвиговые зоны

В результате статистического анализа массовых замеров элементов разрывной и складчатой тектоники наметилось явное преобладание фрагментов, характеризующих дислокации сдвигового типа. Это послужило основанием для установления комплекса признаков, с помощью которых можно выявлять и изучать зоны сдвиговых дислокаций и собственно сдвиги в процессе геологической съемки и при геолого-структурном анализе материалов геологического картирования. Для этой цели предварительно исследуются взаимосвязи между разными формами проявления горизонтального движения масс и устанавливается стиль структурных рисунков в зонах достоверных сдвигов.

Из многообразия структурных рисунков, формирующихся в процессе движений по разрывам, особое значение имеют те элементы которых в условиях плохой обнаженности Сихотэ-Алиня были закартированы и хотя бы фрагментарно отражены на геологических картах.

Установленные в Приморье сдвиги по морфологическим признакам не отличаются от описанных в литературе. Сдвиг – это рутопадающий или вертикальный разрыв, вдоль которого происходили или происходят горизонтальные смещения смежных блоков. Поверхность сместителя чаще плоская, с горизонтальной и пологой тектонической штриховкой и (или) бороздами скольжения. Сместитель притерт и может сопровождаться зоной глины трения разной мощности. В зависимости от направления смещения противоположного от наблюдателя блока (влево или вправо) сдвиги бывают левые и правые. Смещение по сдвигу сопровождается под-

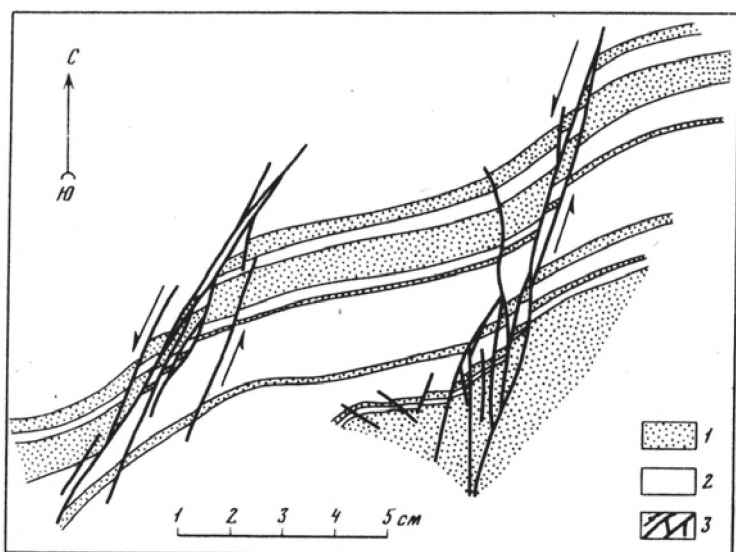
воротом слоев и развитием аксоноклиналей. При значительных смещениях по сдвигу могут контактировать разновозрастные и разнофациальные образования.

Но сдвиг не всегда представлен единым разрывом. В Приморье широко распространены сдвиговые зоны, выраженные сериями субпараллельных относительно малоамплитудных разрывов (рис. 12), суммарные перемещения по которым нередко достигают значительных величин. Сдвиговые зоны представляют собой рассредоточенный по серии разрывов тип смещений, широко распространенный, но очень трудно картируемый, поскольку суммарная амплитуда складывается из многочисленных малых смещений и нарастает постепенно. Для сдвиговой зоны даже с большой суммарной амплитудой не характерна четкая и хорошо распознаваемая линейная граница между перемещенными блоками, свойственная сдвигу с движением в основном вдоль одной поверхности скольжения. Сдвиговые зоны, в отличие от обычного сдвига, охватывают значительные по ширине участки. По отношению к складкам линейного типа они являются косесекущими сколами и составляют с последними угол около  $45^\circ$ . В пределах сдвиговых зон простирание слоев и складок меняется, приближаясь к простиранию основных сместителей сдвиговых зон.

Из пластических деформаций, связанных со сдвиговыми зонами, широко распространены горизонтальные флексурные изгибы слоев и складок (рис. 12, 13). Суммарная амплитуда сдвига в этом случае складывается из амплитуды разобобщения геологических тел по разрывам и амплитуды, выраженной в виде флексурного подворота слоев. Последняя величина иногда превышает первую, но при определении суммарной амплитуды она часто не учитывается. Суммарная амплитуда по сдвиговой зоне зависит не только от величины смещений по частным разрывам, но и от их количества и, следовательно, от ширины сдвиговой зоны. Интенсивность смещений по сдвиговой зоне, по-видимому, определяется коэффициентом сдвига, т.е. суммарной амплитудой горизонтального смещения масс на единицу ширины сдвиговой зоны.

В некоторых случаях слои в сдвиговых зонах перемещаются по серии параллельных и субпараллельных малоамплитудных разрывов практически без изменения простираний вблизи сместителей. В результате латеральных перемещений в плане образуется ложная флексура, механизм формирования которой подобен формированию крыльев сколовых складок. Если детальность изучения достаточно высокая (например, при разведке месторождения), с помощью горных выработок удастся выявить разрывы сдвиговых зон. При геологосъемочных работах эти разрывы недоступны для наблюдений и пропускаются, поэтому малоамплитудные разрывы сдвиговых зон, хорошо изученные на месторождениях, часто не находят своего продолжения при картировании за пределами месторождений. Однако характерный приразломный структурный рисунок, чаще в виде флексурных изгибов слоев, трассируя сдвиговую





Р и с. 12. Строение сдвиговой зоны

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - разрывы с признаками смещений

зону, продолжается, указывая на то, что разрывы не ограничиваются рамками детально изученного участка.

По характеру структурного рисунка пластических деформаций наиболее часто встречаются две основные разновидности сдвиговых зон: 1) симметричные сдвиговые зоны, когда подворот слоев (или его отсутствие) характерен для обоих контактирующих по разрыву блоков, 2) асимметричные сдвиговые зоны - структурный рисунок обусловлен подворотом слоев только в одном блоке, в другом же отсутствует или выражен слабо. Обычно асимметрия обусловлена тем, что по разрыву совмещаются блоки, сложенные породами, по-разному реагирующими на пластические деформации. Наблюдалось, что в пределах одной и той же сдвиговой зоны компетентные слои песчаников смещаются по разрыву без подворота, а деформация пластичных алевролитов проявляется в виде флексурного изгиба, который часто перерастает в зону интенсивного расланцевания.

При анализе структурного рисунка сдвиговых зон необходимо учитывать, что при левых сдвигах флексурный изгиб обусловлен подворотом слоев и складок против часовой стрелки относительно фоновых, а при правых сдвигах - по часовой стрелке. При вертикальных движениях по разрывам разнонаправленные по падению слои в плане имеют подвороты встречные или же разного направления. Это определяет резко отличные структурные рисунки сбросов и сдвиговых зон.



Р и с. 13. Флексурный подворот слоев в зоне разрыва

Кроме флексурных изгибов и слабо выраженной гофрировки слоев, в сдвиговых зонах наблюдаются складки с крутопадающими и вертикальными шарнирами. Высокая степень пластической деформации обуславливает разнообразие простираний крутопадающих слоев в пределах сдвиговых зон, что является надежным признаком сдвиговых дислокаций, трассирующих сдвиговые зоны. На крутопадающих разрывах широко развита горизонтальная штриховка. Все это — свидетельство генетической связи аксоноклиналей и сдвигов.

Для описанного типа сдвиговых зон характерно преимущественное развитие параллельных и субпараллельных крутопадающих разрывов, ориентированных согласно простиранию зон в целом. Это значит, что массовые замеры разрывов с признаками смещений всегда отразят доминирующую здесь группу сместителей, параллельных сдвиговой зоне. Тектоническая штриховка будет также в основном параллельной простиранию сдвиговой зоны, значит,

статистический анализ элементов разрывов и элементов пластических деформаций должен работать достаточно четко и надежно. Однако относительно простой структурный рисунок сдвиговых зон осложняется дополнительными косо ориентированными разрывами. Здесь широко развиты надвиги и взбросы, ориентированные обычно параллельно складчатым структурам, часто осложняющие их крылья. При статистическом анализе необходимо учитывать, что эта группа разрывов во многих случаях характеризуется косою взбросо-сдвиговой штриховкой. Особенно многочисленны косые эшелонированные сколы, ориентированные параллельно максимальному латеральному сдвигу и несущие, кроме горизонтальной, также и вертикальную штриховку - сбросовую. Эти разрывы часто трансформированы в раздвиги, локализирующие рудные тела, жилы кварца, дайки и другие инъекции. Подобные деформации описаны при характеристике эшелонированных разрывов растяжения.

Систематизация обширных материалов по сдвиговому дислокации на разных этапах их развития и результаты экспериментов по разрывообразованию [Riedel, 1929; Cloos, 1955; Гзовский, 1956; и др.] позволяют воссоздать основные закономерности формирования сдвиговых зон.

В условиях хрупкой среды зарождение сдвиговых зон начинается появлением эшелонированных сколов, последующей их трансформацией в раздвиги и деформацией. В пластичной среде неотъемлемым элементом сдвиговых дислокаций являются процессы складкообразования. На первом этапе горизонтальных смещений блоков относительно друг друга, в сочленяющей их сдвиговой зоне появляются линейные складки, ориентированные под углом около  $45^{\circ}$  к простиранию сдвиговой зоны. Одновременно, способствуя формированию складок, нормально последним, развиваются эшелонированные сколы. Они косые по отношению к сдвиговой зоне, с незначительными горизонтальными смещениями, согласными смещениям в целом по зоне (см. рис. 9). Процесс развития сколов не прекращается. В результате возникают все новые и новые их генерации. Согласно экспериментам [Riedel, 1929], угол между сколами и направлением сдвиговой зоны постепенно уменьшается и, наконец, формируются вертикальные и крутопадающие сместители, параллельные зоне (см. рис. 11). При этом косые сколы более ранних генераций в порядке их появления трансформируются в микрораздвиги, которые заполняются разного состава инъекциями. Под влиянием сдвиговых дислокаций они постепенно изменяют свое первичное простирание и форму от линейной до Г- и S-образной и, наконец, могут быть разорваны и смещены сколами последних генераций. Процесс формирования раздвигов на этом не прекращается. В раздвиги вовлекаются все новые и новые разрывы различного генетического типа и простирания. Так, например, в левых северо-восточных сдвиговых зонах приоткрываются разрывы от субширотного до меридионального направления. Процесс формирования раздвигов может затронуть отдельные узкие пластооб-

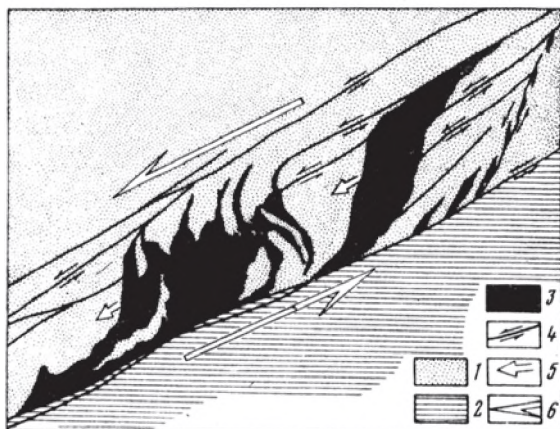


разные блоки, ограниченные соседними крутыми сместительными сдвиговой зоны, может проявиться по всей ее ширине и длине, или же ограничиться только отдельными ее участками. В результате сдвиговая зона претерпевает значительные деструктивные процессы и ее первозданные черты сохраняются лишь в межраздвиговых блоках (рис. 14). На этом этапе развития сдвиговая зона отчетливо проявляется в виде эшелонированных раздвигов, чаще S-образной и ромбовидной формы. Блоки, ограниченные раздвигами, также характеризуются ромбовидными и S-образными очертаниями, хотя могут быть почти прямоугольными и треугольными.

По мере развития сдвиговых зон раздвиги меняют свои размеры, а в связи с этим меняется и их форма. Так, на первом этапе трансформации свола образуется микрораздвиг линейной или S-образной формы, ориентированный косо к сдвиговой зоне. По мере увеличения амплитуды сдвига, мощность раздвиги также увеличивается и он приобретает ромбовидную форму, обусловленную примерно равными размерами его длины и мощности (величина раскрытия раздвиги, т.е. его мощность, зависит не только от амплитуды сдвига, но и от ориентировки раздвиги относительно создавшего его сдвига; максимальная мощность, равная амплитуде сдвига — у раздвигов ориентированных нормально к сдвигу). И, наконец, при значительных сдвиговых смещениях раскрытие раздвигов достигает таких размеров, что их мощность может во много раз превысить длину. В этих случаях компенсированный раздвиг предстает в виде узкого блока, вытянутого не косо, а параллельно сдвиговой зоне, ограниченного с флангов сдвигами этой же зоны.

Примечательно, что возникающие в пределах сдвиговых зон раздвиги (структуры растяжения), формируются в условиях непрекращающегося латерального сжатия. Интенсивно сжатые и мало пригодные для инъекций сдвиговые зоны на участках развития раздвигов становятся хорошо проницаемыми для глубинных продуктов, которыми они заполняются по мере раскрытия. Обрушения блоков пород по сбросовым сместителям, создают вертикальную тектоническую штриховку. В результате формируются сбросо-раздвиги, которые обычно компенсируются продуктами эрозии. По составу образований, компенсирующих раздвиги, последние подразделяются на эндогенные, экзогенные и эндогенно-экзогенные.

В условиях латерального сжатия раздвиги представляют собой области снятия напряжений сжатия. Вокруг раздвигов иногда формируются концентрические разрывы (рис. 15), обычно присущие структурам центрального типа. Изменения ромбовидных и прямоугольных очертаний раздвигов на округлые и эллипсоидные, происходят также по мере обрушения их стенок и при становлении в них интрузивных образований. Длительные процессы диапиризма, связанные, например, с гранитоидными массивами, еще более приближают первичные прямолинейные очертания магмолавизирующих раздвигов к округлым формам. Число куполовидных

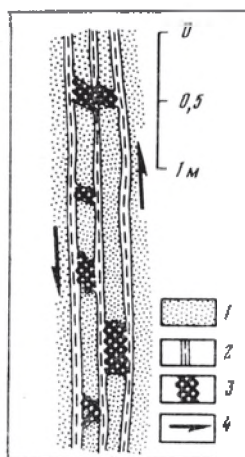
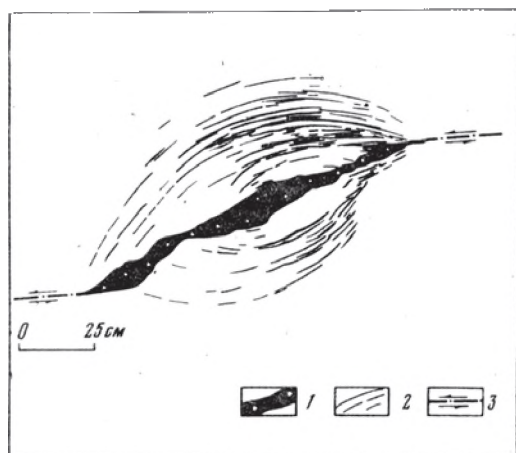


Р и с. 14. Строение сдвиговой зоны, претерпевшей деструктивные дислокации. Отчетливо видна морфология сосдвиговых раздвигов 1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - кварц; 4 - разрывы с признаками смещений (сдвиги); 5 - направление растяжения внутри сдвиговой зоны; 6 - относительное смещение блоков вдоль сдвиговой зоны

и других структур центрального типа значительно умножают вулканы, приуроченные к глубоко проникающим раздвигам.

Из изложенного следует, что формирование раздвигов есть процесс растяжения сдвиговой зоны вдоль ее простирания. По своим динамо-кинематическим характеристикам этот процесс соответствует явлению будинажа слоистых толщ. При будинаже межбудинное пространство расторгнутых компетентных слоев заполняется преимущественно пластичным материалом соседних пластов, или же минеральными образованиями, например, кварцем (рис. 16). Глубоко проникающие раздвиги, расторгающие сдвиговые зоны на отдельные блоки, могут компенсироваться глубинными инъекциями и продуктами эрозии пород. При развитии линейных микрораздвигов (начальная стадия), полностью или частично распадающихся сдвиговые зоны под острым или прямым углом, формируется преимущественно блоковый будинаж. Он может сохраняться и при увеличении мощности раздвигов, т.е. при увеличении расстояний между блоками-будинами. Однако в дальнейшем под воздействием сосдвиговых дислокаций в условиях существования пары сил, отдельные блоки-будины способны развернуться в плане в ту или другую сторону в зависимости от того, каким сдвиговым зонам, правым или левым, они принадлежат. Следует заметить, что раздвиги, компенсированные инъекциями, после консолидации могут вести себя уже как блоки-будины, так как оказываются более компетентными и монолитными, чем вмещающая среда сдвиговой зоны, к тому времени значительно разрушенная. В процессе





Р и с. 15. Формирование структуры центрального типа в результате снятия напряжений сжатия вокруг сосдвигового раздвига

1 - кварц; 2 - кварцевые прожилки, заполнившие концентрические трещины отрыва; 3 - разрывы (сдвиги) с признаками смещения

Р и с. 16. Блоковый будианж в зоне послынного сдвижения

1 - песчаники; 2 - алевролиты; 3 - кварц; 4 - направление смещений

длительного развития сдвиговых зон противоположные стенки раздвигов и сбросо-раздвигов могут периодически сблизаться, создавая значительное сжатие. В результате такой трансформации структур растяжения, компенсирующие их образования выжимаются и сминаются в складки, оси которых параллельны стенкам трансформированных раздвигов. Следует отличать складчатость трансформированных раздвигов от фоновой складчатости сдвиговых зон.

Таким образом, в длительно развивающихся сдвиговых зонах протекает сложный и вместе с тем закономерный процесс разрывных дислокаций. А что же происходит со складками, которые в пластичной среде зарождаются на первом этапе развития сдвиговых зон? Под влиянием латерального сжатия складки продолжают сжиматься, и при наличии пары сил они претерпевают суммарный эффект дислокаций, т.е. одновременно со сжатием складки испытывают разворот в плане в виде флексурного изгиба. Этот изгиб создается изменением первичного косоуго по отношению к сдвиговым зонам простирания складок на субпараллельное вблизи сместителей. По мере развития сдвиговых зон положение слоев в пространстве меняется, а следовательно, меняется и направление межслоевого проскальзывания, и ориентировка шарниров дополнительных складок, осложняющих складки первого порядка. Так,

на этапе зарождающейся складчатости межслоевые проскальзывания на пологих крыльях эмбриональных складок ведут себя как надвиги со штриховкой, ориентированной параллельно сжатию и, следовательно, нормально к осям складок и косо по отношению к сдвиговым зонам. По мере увеличения углов падения крыльев складки с одновременным разворотом их простираний на близкое к ориентировке сдвиговых зон межслоевые проскальзывания характеризуются косыми смещениями, которые свойственны взбросо-сдвигам. И, наконец, в условиях, когда складки сжимаются до изоклиналирных и разворачиваются в плане до субпараллельных сдвиговым зонам, межслоевые смещения проявляются уже как сдвиги с горизонтальной штриховкой.

Таким образом, по мере развития сдвиговых зон, складки усложняются, меняют свое пространственное положение. В результате этого направления смещений по одним и тем же послойным поверхностям срыва меняются от надвигового через взбросо-сдвиговые к сдвиговым. Крылья эмбриональных складок первого порядка могут осложняться дополнительными, оси которых чаще всего горизонтальны и параллельны осям складок первого порядка. На следующем этапе на крыльях складок образуются дополнительные складки, с осями, погружающимися под углом около  $45^\circ$ . И, наконец, слои и крылья изоклиналирных складок, параллельные и субпараллельные сдвиговым зонам, интенсивно гофрируются и сминаются в аксопоклинали.

В такой же последовательности, по-видимому, происходит и будинаж слоев и крыльев складок. По мере увеличения углов падения крыльев складок и приближения их простираний к ориентировке сдвиговых зон слои ориентируются в направлении, близком растягивающим усилиям, обусловленным горизонтальными смещениями вдоль сдвигов. Слои складок с возрастающей интенсивностью вовлекаются в процесс оссдвигового будинажа; компетентные слои расторгаются (будинируются), а межбудинное пространство заполняется пластичным материалом соседних пластов. Следствием такого перераспределения материала при сохранении величины его объема является уменьшение суммарной мощности крыльев складок за счет увеличения их длины по простиранию. При этом суммарная мощность межбудинного пространства становится равной величине удлинения пласта, а следовательно, и увеличению длины крыла складки. Значительные послойные перемещения приводят к формированию будин различной формы и размеров. Растяжение крыльев складок в виде оссдвигового будинажа тесно ассоциируется с формированием раздвигов, которые также разрывают и растаскивают материал сдвиговых зон на блоки. Оссдвиговый будинаж и раздвиги являются широко распространенной деструктивной формой латерального перемещения масс в процессе развития сдвиговых зон. Эта форма оссдвиговых дислокаций приводит к растяжению и последующему разрушению не только складок и других оссдвиговых структур, но и сдвиговых зон в целом.

Суммируя изложенное, следует подчеркнуть, что сдвиговые зоны являются удивительным средоточием закономерно сочетающихся между собой структур различного генетического типа. Постоянно меняя морфологические черты во времени, они на каждом этапе длительного развития и в разных средах характеризуются своеобразными структурными рисунками. Несмотря на значительное разнообразие тектонических процессов, сложно сочетающихся при развитии сдвиговых зон, они так же как и порожденные ими структуры, характеризуются закономерной соподчиненностью в пространстве и времени, что способствует их целенаправленному изучению и систематизации.

#### **Статистический анализ элементов разрывов**

При изучении сдвиговых дислокаций установлено, что разрывы различного генетического типа обладают закономерной пространственной взаимосвязью. Для установления масштабов этих закономерностей использовался статистический анализ массовых замеров элементов разрывов. С помощью этого метода выявлялось пространственное положение доминирующих систем разрывов с признаками смещений, устанавливалось основное направление смещения масс по разрывам, определялась преимущественная ориентировка раздвиговых структур и оценивались пространственные взаимосвязи между разрывами различного генезиса и складчатыми структурами.

Суммарная диаграмма поверхностей с признаками смещений всех разновидностей (рис. 17, I) показывает, что сместители преобладают крутопадающие, ориентированные параллельно слоистости пород. Это обусловлено действием суммарного эффекта, поскольку послынное скольжение происходит на разных этапах формирования складок в процессе длительных деформаций. На этой же диаграмме четко выражены максимумы, отражающие системы крутопадающих разрывов, секущих складчатые структуры. Особенно четко выделяется система разрывов, ориентированных преимущественно в направлении СВ-28°, и несущих на поверхностях смещений тектоническую штриховку (см. рис. 17, II). Также отчетливо видно, что относительно северо-восточных разрывов сместителей - широтные и северо-западные проявлены значительно слабее.

Анализ массовых замеров тектонических штрихов показал, что они развиты преимущественно на крутопадающих сместителях и в подавляющем большинстве являются пологонаклонными и горизонтальными (рис. 18). Основная масса пологонаклонных штрихов ориентирована в направлении СВ - 28° (рис. 19). Можно предполагать, что в этом же направлении по крутопадающим разрывам происходили и основные сдвиговые перемещения доверженемеловых терригенных образований. Значительные сдвиговые смещения осуществлялись также по азимуту СВ - 50-60', т.е.

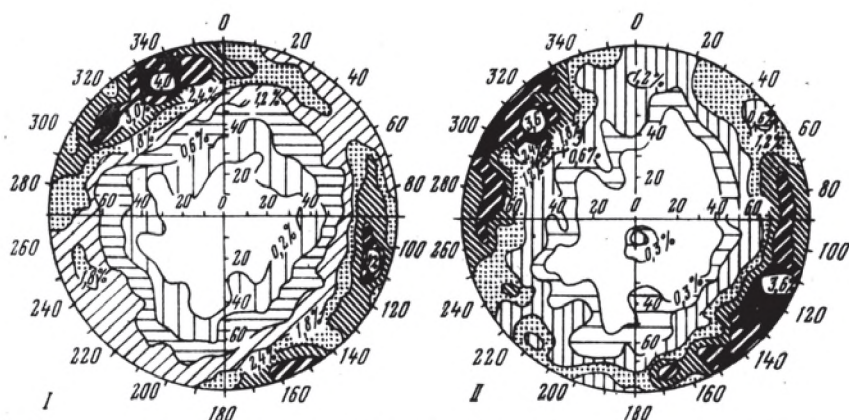


Рис. 17. Суммарные диаграммы разрывов с признаками смещений (I, замеров - 6225) и поверхностей скольжения с тектонической штриховкой (II, замеров - 1720)

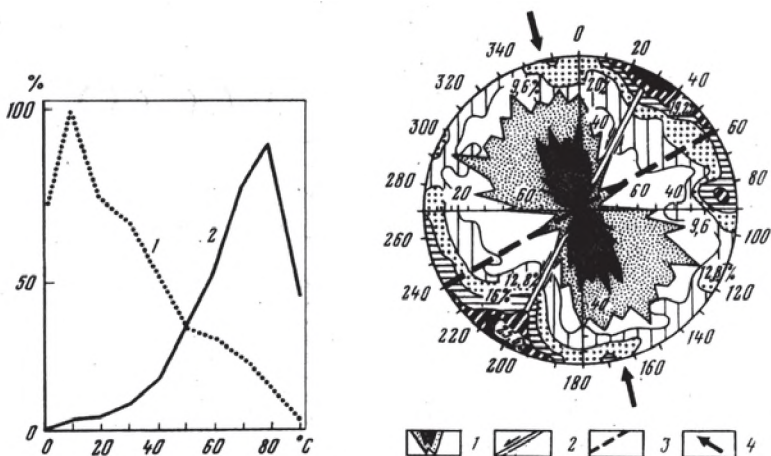
параллельно крутопадающим слоям. Эти смещения способствовали образованию будинажа и формированию аксоноклиналей и сдвигового будинажа слоев.

Анализ материалов по классификации сдвигов на левые и правые показал, что первые ориентированы преимущественно в субмеридиональном и северо-восточном направлениях, вторые - в субширотном и северо-западном (рис. 20, I).

С целью установления пространственной ориентировки взбросов (или сбросов) нами сделана выборка поверхностей скольжения с крутыми углами погружения штриховки (круче  $45^\circ$ ). Обработка этих данных на равноплощадной проекции Шмидта показала, что взбросы ориентированы преимущественно в направлении СВ -  $60-86^\circ$  (рис. 20, II), т.е. параллельно складчатым структурам и под углом примерно  $40^\circ$  к сдвигам, ориентированным по азимуту СВ- $28^\circ$ .

Доминирующие простирания раздвиговых структур устанавливались на материалах изучения жильных рудных тел, пространственное положение которых сомнений не вызывает. Суммарная роза простираний жильных рудных тел месторождений Приморья свидетельствует, что они ориентированы преимущественно в северо-западном - меридиональном направлениях (см. рис. 19). Рудолокализирующие разрывы по генетическим признакам являются сколами, которые сопровождаются следами смещений и, чаще всего, горизонтальной тектонической штриховкой. В период рудогенеза сколы были трансформированы в благоприятные для рудолокализации раздвиги. В том же, что и рудные тела, северо-западном направлении преимущественно ориентированы и глубоко проникающие раздвиги, заполненные дайками основного и среднего состава (см. рис. 19).



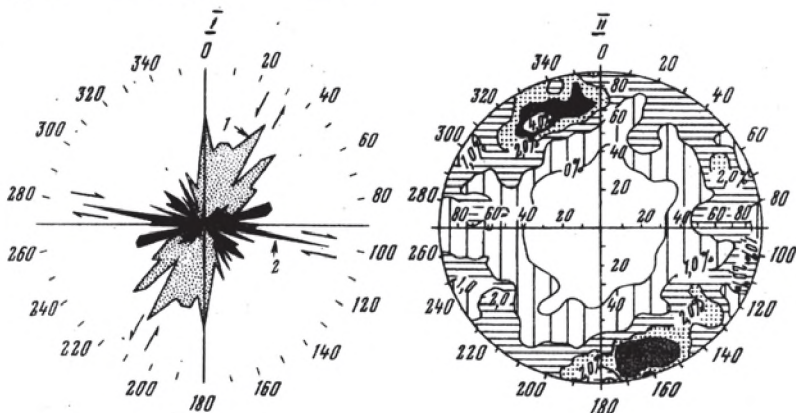


Р и с. 18. Диаграмма, отражающая характер перемещения доверкнемеловых пород по разрывам относительно горизонта

Цифрами обозначены кривые количественного распределения: 1 - тектонических штрихов относительно угла их погружения, 2 - поверхностей со штриховкой в зависимости от угла их падения. Замерено 6265 штрихов

Р и с. 19. Суммарные розы простираения жильных рудных тел и даек среднего состава, совмещение с диаграммой погружения тектонических штрихов

I - рудные тела (черное) и дайки (крап); 2, 3 - генеральное простираение: 2 - левых сдвигов, 3 - складчатых структур; 4 - направление латерального сжатия



Р и с. 20. Суммарная роза простираений левосторонних (1) и правосторонних (2) сдвигов, секущих доверкнемеловые образования (I) и суммарная диаграмма сместителей с крутой тектонической штриховкой (II, замеров - 575)



Ориентировка рудо- и дайковмещающих раздвигов относительно левых северо-восточных (СВ -  $28^\circ$ ) сдвигов, по которым происходило основное смещение масс, полностью соответствует пространственной взаимосвязи основных элементов структурного рисунка сдвиговых зон. Ему отвечает и северо-восточное простирание линейной складчатой системы (см. рис. 3). Фоновое простирание складок ориентировано в направлении СВ -  $68^\circ$  (см. рис. 3, I) и с простиранием сдвигов образует угол  $40^\circ$ . Эти параметры соответствуют складкам сдвиговых зон, по-видимому, уже претерпевшим некоторый разворот против часовой стрелки от первоначального своего положения. Еще больший разворот в этом направлении получили складки в пределах месторождений (см. рис. 3, II), где особенно интенсивны проявления левосдвиговых дислокаций. Сходство в наклоне крыльев складок, повернутых в плане на разные углы, может свидетельствовать о том, что интенсивность сжатия складок в сдвиговых зонах опережает их разворот. Наибольший разворот складок происходит вблизи крутых, часто пространственно сближенных сместителей, образующих сдвиговые зоны на фоне менее интенсивных, но также сдвиговых дислокаций.

Таким образом, если учитывать иерархию тектонических процессов и структур, для доверхнемеловых образований в целом характерны четко выраженные левосдвиговые дислокации, по-видимому, отражающие наличие здесь сдвиговой зоны первого порядка, охватившей все Восточное Приморье. Вместе с тем, на фоне дислокаций сдвиговой зоны первого порядка широко распространены относительно узкие, но характеризующиеся высокой степенью развития сдвиговые зоны более высоких порядков. Выявление и изучение этих зон явилось нашей дальнейшей задачей в процессе полевых работ и геолого-структурного анализа материалов геологического картирования Восточного Приморья.

## СДВИГОВЫЕ ЗОНЫ ВОСТОЧНОГО ПРИМОРЬЯ

Представления о строении Сихотэ-Алиня складываются в основном из геологических карт, которые являются результатом первичной обработки фактического материала, добытого в процессе полевых исследований. Уже отмечалось, что существующая методика составления карт предусматривает интерпретацию и объединение в свиты и возрастные комплексы пород большинство задокументированных в поле геолого-структурных элементов. При этом по ряду уже сказанных выше причин зачастую допускаются ошибки.

Анализ материалов геологического картирования был начат с массовой выборки из разных источников достоверно выяв-

ленных геолого-структурных элементов, которые затем группировались на базе установленных пространственных, временных и генетических закономерных взаимосвязей. Прежде всего, по специально разработанной легенде на сводную карту Центрального Сихотэ-Алиня были вынесены закартированные маркирующие слои. В результате на фоне переслаивающихся алевролитов с песчаниками, выделились толщ с повышенной концентрацией конгломератов, туфогенных пород или кремней (рис. 21, вкл.). Обособленность этих толщ четко обозначилась также после нанесения на карту местонахождения ископаемых фаун. Таким методом были оконтурены кремнисто-терригенная толща, конгломератовая толща с остатками ауцеллин и конгломерато-туфогенная с ауцеллами. Каждая толща при ширине выхода на поверхности в 6-11 км прослеживается в направлении СВ - 30-60° от 60 до 150 км. Они хорошо отражают простираие крупных складчатых структур Сихотэ-Алиня, а также позволяют обоснованно оценивать амплитуды смещений по секущим разломам.

Одновременно с выделением маркирующих толщ, структурным анализом на фоне доминирующего северо-восточного простирания пород были выявлены участки с аномальными простираниями. Прежде всего обращалось внимание на аномальные структурные рисунки, идентичные достоверно сдвиговым. Наибольший интерес вызвали флексурные<sup>1</sup> зоны, линейно вытянутые на десятки и даже сотни километров в северо-восточном и меридиональном направлениях, ориентированные под острым углом (20-45°) к складчатости. Флексуры обусловлены отклонением доминирующих северо-восточных простираний слоев ближе к меридиональному направлению. Здесь же отмечаются складки с крутопадающими и вертикальными шарнирами (аксоноклинали), определившие аномальное разнообразие простираний крутопадающих слоев. Структурный рисунок флексурных зон оказался идентичным приразломным зонам достоверных левых сдвигов северо-восточного простирания и, прежде всего, зоне Центрального Сихотэ-Алинского глубинного разлома, левостороннее перемещение по которому установлено [Иванов, 1961, 1972]. Детальными геолого-структурными исследованиями на многих участках флексурных зон, и особенно в пределах месторождений, установлено, что флексуры сформировались в результате горизонтальных перемещений по сериям параллельных и субпараллельных крутопадающих разрывов, образующих сдвиговые зоны. Амплитуды перемещений по отдельным разрывам варьируют от нескольких метров до 3-5 км. Суммарные амплитуды сдвиговых зон определены по смещениям нижнемеловых фаунистически охарактеризованных толщ и достигают нескольких десятков километров. В некоторых случаях эти амплитуды подтвердились, повторившись в горизонтальных разобщениях

<sup>1</sup> Здесь и далее имеются в виду горизонтальные флексуры с крутопадающими и вертикальными шарнирами.

позднемеловых гранитных массивов и полей контактовых роговиков, по которым оконтуриваются криптоинтрузивные массивы (см. рис. 21).

В Центральном Сихотэ-Алине выявлены сдвиговые зоны [Уткин, 1975, 1976а, 1977а] субмеридионального и северо-восточного направлений. Смещение масс в этом направлении подтверждается статистическим анализом тектонических штрихов (см. рис. 19). Сдвиговые зоны по пространственной ориентировке и морфокинематическим характеристикам тесно смыкаются с Центральным Сихотэ-Алинским разломом. Наиболее крупными и лучше изученными сдвиговыми зонами в исследованном районе являются Восточная, Микулинская, Арминская и Березовская. Ниже приводятся характеристики этих зон.

Восточная сдвиговая зона, грубо совпадая с западной кромкой Восточно-Азиатского вулканогенного пояса, трассируется по простиранию СВ - 28-30° более чем на 700 км (рис. 22, вкл.). Почти на всем своем протяжении она совпадает также с границей металлогенических зон [Радкевич и др., 1968], частично с Прибрежным разломом [Берсенов, 1963, 1964] и Фурмановской шовной зоной, выделенной В.П. Василенко и В.К. Ключевым [1973] по геофизическим данным.

На поверхности ширина сдвиговой зоны составляет 5-15 км, а ее прямолинейность на большом протяжении свидетельствует о крутых углах падения. В зоне локализуются интрузии основного состава, что указывает на ее значительную глубинность. По данным глубинного сейсмического зондирования [Аргентов и др., 1976], на севере сдвиговая зона проникает до базальтового слоя и фиксируется на глубине около 25 км, на юге достигает поверхности Мохо на глубине 35 км. В гравитационном поле она прослеживается параллельно прибрежной положительной аномалии. Являясь границей региональных магнитных полей противоположного знака, сдвиговая зона прекрасно трассируется прямолинейной цепью изолированных "пятен" средне-верхнеальбских отложений (см. рис. 22), которые, возможно, компенсировали прогибы над глубинными сбросо-раздвигами, формировавшимися в зоне сдвига, начавшего зарождаться в альбе. Минимальная амплитуда левого сдвига (20-30 км) определена по смещениям в плане конгломератовой толщи с остатками апт-альбских ауцеллин, кремнисто-терригенной готерив-аптской толщи (см. рис. 21), а также по смещению контакта позднемеловых гранитоидов Приморского батолита. Нарастание амплитуды на юге Восточной сдвиговой зоны до 55-75 км произошло за счет суммарного сдвигового эффекта в результате приращения к нему Микулинского, Арминского, Забытого и Березовского разломов (см. рис. 22). Суммарная амплитуда левого сдвига в южной части Восточной Сдвиговой зоны подтверждается результатами сопоставления триасово-юрского эвгеосинклинального комплекса левобережья р. Киевки с подобными образованиями, распространенными восточнее сдви-

говой зоны в Кавалеровском районе (см. рис. 22). Верхнемеловые – палеогеновые вулканогенно–осадочные отложения смещены Восточной сдвиговой зоной несовместно. Иногда ею ограничены широтные и северо–западные вулкано–тектонические структуры.

В Восточной сдвиговой зоне расположены месторождения Нижнее, Дубровское, Рубенное, Смирновское, Встреченное, Высокогорское, Дальнетаежное, Тернистое и Арминское, в пределах которых она наиболее детально изучена.

В южных районах (рис. 23, вкл.) Восточная сдвиговая зона включает разломы северо–восточного ( $20-30^\circ$ ) простирания – Фурмановский, Лифудзинский, Оловянный, Дождевой и др., изучавшиеся в разное время А.И. Бураго, Ю.Т. Гурулевым, Б.А. Ивановым, А.Н. Калягиным, Д.Н. Кузнецовым, Г.Б. Нарбуттом и др. Эти разломы представлены сериями смещений, образующих вертикальные или крутопадающие зоны, состоящие из измененных истертых рассланцованных алевролитов с будинами, тектоническими линзами и глыбами песчаников и кремнистых пород и из брекчированных песчаников. В зонах многочисленные зеркала скольжения, свидетельствующие о том, что смещения по отдельным разрывам, а иногда – по одному и тому же, были одновременными. Главные смещения – левые сдвиги, но отмечаются также и косые по падению и восстанию. Сдвиговый тип смещений подтверждается развитием в зонах разломов аксооклиналей. Общая мощность зон разломов достигает 1000 м, а их наиболее резко выраженных частей – 50–100, реже 400 м. Зоны пронизаны серией дайкоподобных тел кислого и среднего состава, ориентированных обычно согласно с ними. В них же локализуются многочисленные рудные жилы.

В северных районах Восточная сдвиговая зона детально изучена в верховьях рек Арму и Обильной (рис. 24, вкл.). Статистический анализ массовых замеров геолого–структурных элементов свидетельствует о том, что нижнемеловые отложения в этой части сдвиговой зоны интенсивно смяты в линейные складки, что обусловило преобладание северо–восточных ( $40-60^\circ$ ) простираний слоев, падающих обычно круто. Основные смещения масс осуществлялись по крутопадающим сдвигам, ориентированным преимущественно в северо–восточном направлении. Сдвиги эти занимают положение биссектрисы угла между складками северо–восточного простирания и рудо локализующими разрывами северо–западного простирания, что говорит о левых смещениях по сдвигам.

Сдвиги – наиболее широко распространенные и четко выраженные разрывы, которыми рудные поля пересекаются на узкие блоки, вытянутые в северо–восточном направлении (см. рис. 24). Они представлены многочисленными поверхностями скольжения, с четко выраженной преимущественно горизонтальной штриховкой (см. рис. 6) и часто сопровождается зонами интенсивного будинажа, дробления, рассланцевания и глины трения, часто полосчатого строения. На значительные горизонтальные левые смещения вдоль сдвигов северо–восточного простирания указывает четко

выраженный флексурный подворот слоев в пределах сдвиговой зоны (см. рис. 24). Слои иногда параллельны сдвигам, нередко наблюдаются складки с крутопадающими шарнирами (рис. 25). Блоки между сдвигами зачастую развернуты и смещены на значительные расстояния, а по разрывам соприкасаются участки, различные как по составу пород, так и по структурному плану (рис. 26). Для сдвиговых зон характерно развитие северо-восточных послонных и субширотных надвигов и взбросов. По отношению к северо-восточным сдвигам, косо секущим слои, эти надвиги и взбросы являются оперяющими разрывами (см. рис. 25).

Амплитуда левых смещений по северо-восточным разрывам Восточной сдвиговой зоны достоверно установлена в районе, расположенном к северу от месторождения Тернистого, где разобщен маркирующий горизонт песчаников с альбской фауной тригонийд (см. рис. 24). Амплитуда сдвигов по отдельным разрывам здесь измеряется от нескольких метров до 3 км, а суммарная (на участке сдвиговой зоны шириной 9 км) — не менее 8 км. Основные горизонтальные смещения по разрывам произошли в дорудный период. Однако установлено, что многие сдвиги являются долгоживущими, наследующими горизонтальные движения и в послерудный этап их формирования [Уткин, 1975]. На месторождении Тернистом по дорудному разрыву выявлен послерудный левый сдвиг амплитудой 130 м. Длительность развития и унаследованность сдвиговых движений по северо-восточным разрывам (левые сдвиги) подтверждаются также статистическим анализом пострудных и постдайкиковых смещений. Наличие вертикальной штриховки на некоторых сместителях и разные уровни эрозионных срезов отдельных блоков свидетельствуют о сбросовых движениях блоков в пределах сдвиговой зоны. Например, площади распространения средне-верхнеальбских отложений в пределах Восточной сдвиговой зоны, по-видимому, отражают контуры просевших, а потому слабо эродированных блоков (см. рис. 22).

Рудные тела в Восточной сдвиговой зоне локализуются в разрывах двух систем, выходящих на суммарной диаграмме двумя частотными максимумами (см. рис. 23). Чаще руды концентрируются в северо-восточных разрывах (первый частотный максимум, месторождения Дубровское, Смирновское, Встречное), которые характеризуются значительной протяженностью и представлены минерализованными зонами дробления, смятия, глиной трения и другими продуктами дорудных движений по сдвигам. Наиболее благоприятными для рудолокализации оказались участки северо-восточных разрывов, простирающихся которых приближаются к меридиональному. Приоткрытие этих участков свидетельствует о левых сдвигах, продолжавшихся по Восточной зоне в период рудогенеза.

Второй частотный максимум в тех же условиях левосторонних смещений по Восточной сдвиговой зоне отражает простирающиеся северо-западных рудолокализирующих разрывов, отвечающих ориентировке структур растяжения (микрораздвигов). Рудные тела часто



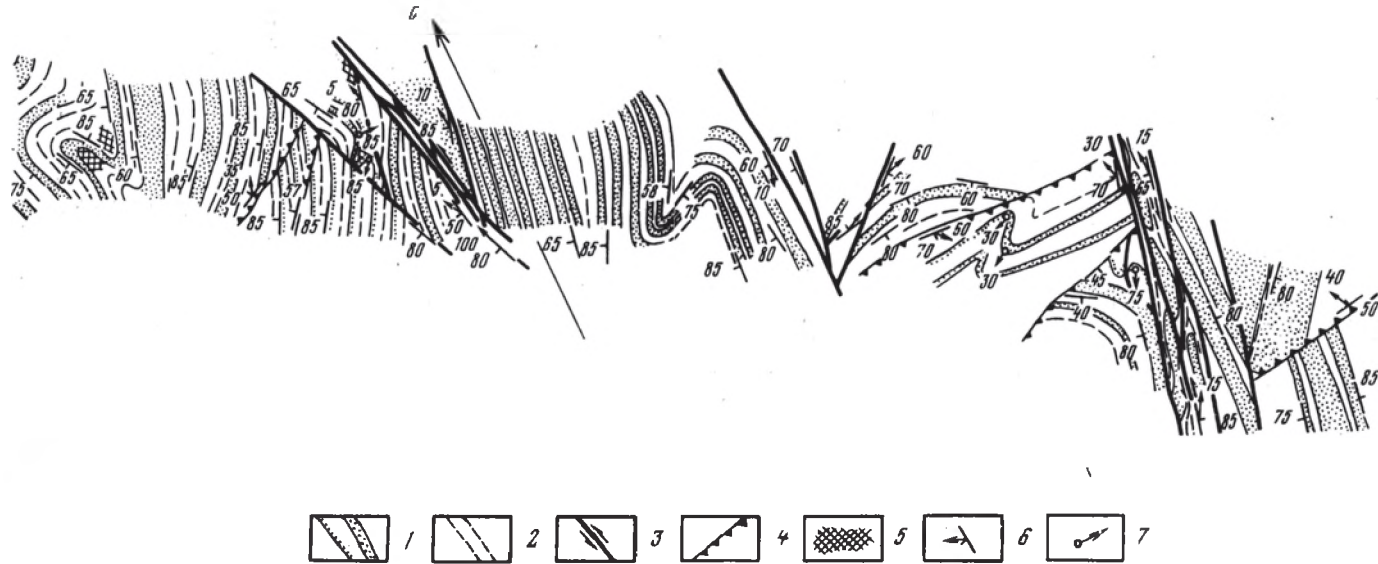


Рис. 25. Деталь строения Восточной сдвиговой зоны. Зарисовка в плане обнажений цокольной террасы р. Лагерной.

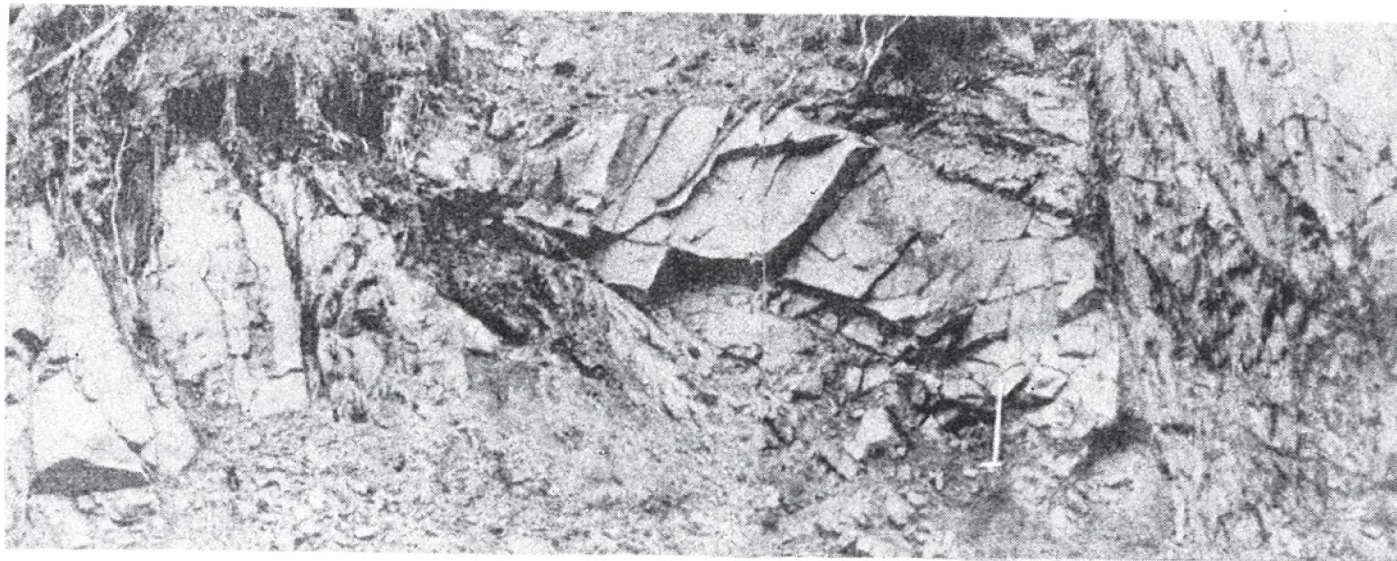
1-2 – слои: 1 – песчаников, 2 – алевролитов; 3 – сдвиги; 4 – надвиги; 5 – зоны дробления и глины трения; 6 – элементы залегания слоев и сместителей указанием угла падения (стрелкой показано направление и угол погружения тектонической штриховки); 7 – направление и угол погружения шарниров складок

сгруппированы в линейные эшелоны двух направлений [Уткин, 1974, 1978,6]. Одно из них представлено эшелонами, оси которых ориентированы меридионально. Длина эшелонов 1-2,5 км, ширина 300-400 м; простирание кулис от СЗ -  $345^\circ$  до меридионального; форма кулис линейная и Г-образная, угол между ними и осью эшелона  $20-30^\circ$ . Смещение блоков вдоль эшелона происходило по типу левого потенциального сдвига. Эшелоны другого направления имеют простирание СЗ- $280-290^\circ$ . Длина их 0,5-1 км, ширина 125-600 м, простирание кулис СЗ- $310-335^\circ$ . Смещение вдоль северо-западных эшелонов в отличие от меридиональных отвечает правым потенциальным сдвигам. И северо-западные, и меридиональные эшелоны - это сопряженные потенциальные сдвиги, угол между которыми составляет  $80-85^\circ$ . Формирование этих наложенных на сдвиговую зону структур происходило в условиях горизонтального сжатия, ориентированного с северо-запада на юго-восток субпараллельно положению биссектрисы угла между сопряженными эшелонами. Небезынтересно, что северо-западное сжатие ориентировано нормально и субнормально к северо-восточным левым сдвигам, т.е. оно вторично возникло уже после формирования этих сдвигов, образованных в условиях главного (возможно, глобального) субмеридионального сжатия.

Таким образом, основные смещения масс вдоль Восточной сдвиговой зоны и внутри ее происходили по серии северо-восточных крутопадающих сдвигов. Об этом свидетельствуют результаты анализа суммарных замеров ориентировки тектонических штрихов (рис. 27, I) и поверхностей скольжения с тектонической штриховкой (см. рис. 27, II). Левосторонний характер смещений подтверждается не только особенностями структурного рисунка сдвиговой зоны, но и конкретными перемещениями маркирующих геологических тел (см. рис. 24). Локализация руды в северо-западных и субмеридиональных разрывах указывает на то, что рудогенез происходил в условиях длительных левых смещений по северо-восточным сдвигам, продолжавшимся и после рудолокализации.

Микулинская сдвиговая зона прослеживается на 180 км в направлении СВ- $20^\circ$  от верховьев р. Большой Уссурки до среднего течения р. Арму (см. рис. 21, III). Ширина сдвиговой зоны от 2 до 10 км. Это глубинный разлом, который, по данным ГСЗ [Аргентов и др., 1976], проникает на 42 км до поверхности Мохо. Глубинность разлома подтверждается также тем, что в его зоне локализуются аномалии повышенной силы тяжести, идентичные аномалиям, располагающимся в пределах Восточной сдвиговой зоны над выходящими на поверхность интрузиями основного состава. На отдельных участках Микулинский разлом хорошо выражен не только на гравиметрической карте, но и в магнитных полях. Особенно четко проявляются те участки разлома, на которых контактируют блоки с разными плотностными или магнитными характеристиками.

Суммарная амплитуда левого сдвига по Микулинской сдвиговой зоне составляет 17 км. Она определена по смещениям юго-восточной границы распространения валанжинских отложений, кремнисто-терригенной готерив-альбской толщи и конгломератовой алт-альбской с фауной ауцеллин (см. рис. 21). Амплитуда



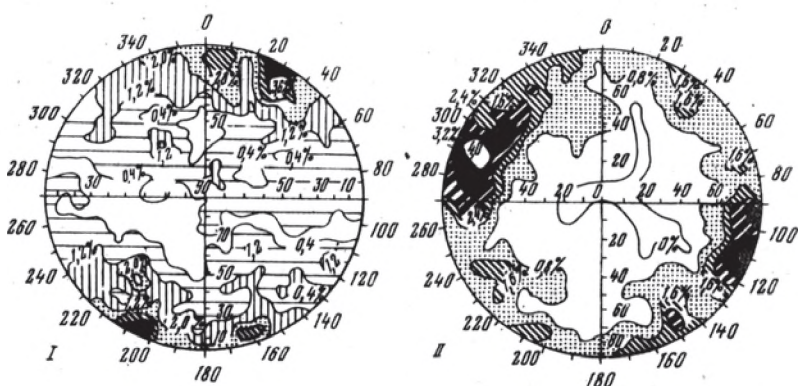
Р и с. 26. Взаимоотношения блоков, ограниченных разрывами Восточной сдвиговой зоны. Левый борт р. Лагерной

сдвига подтверждается также смещением поля контактовых роговиков, развитых над позднемеловыми гранитоидами Приморского батолита (см. рис. 32, вкл.). На поверхности сдвиговая зона представлена серией северо-восточных разрывов. На юге она разветвляется на два основных разрыва, один из которых приключается к Восточной сдвиговой зоне, другой — к Арминской. Здесь разрывы выработаны зонами дробления, разлинзования, рассланцевания и глиной трения. Часто наблюдаются зеркала скольжения, преимущественно с горизонтальной штриховкой. Максимальная мощность таких зон не превышает 30 м. Разрывы вертикальные и крутопадающие на восток и юго-восток. Повсеместно они сопровождаются жилами и прожилками кварца, часто слабой минерализацией свинца и цинка; к ним приурочены минеральные источники. С южным флангом Микулинской сдвиговой зоны связано Ноябрьское оловорудное месторождение. Хорошо изученный здесь структурный рисунок однозначно свидетельствует о доминирующей роли левых сдвигов по рудолокализирующим разрывам северо-восточного простирания.

В пределах северного фланга Микулинской сдвиговой зоны, в среднем течении р. Арму (рис. 28, 29) располагаются месторождения Трапедия, Зиднее и Среднемикулинское. В районе этих месторождений Микулинская сдвиговая зона изучена наиболее детально. Статистический анализ массовых замеров геолого-структурных элементов показал, что нижнемеловые отложения здесь интенсивно смяты в линейные складки, определившие северо-восточное ( $30-70^\circ$ ) простирание слоев с крутыми углами падения. Основные смещения масс осуществлялись по крутопадающим, преимущественно на восток-юго-восток, разрывам субмеридионального и северо-восточного простирания. Горизонтальная штриховка свидетельствует о сдвиговом характере перемещений. Сдвиги занимают положение биссектрисы угла между складками северо-восточного простирания и рудолокализирующими разрывами растяжения северо-западного простирания. В зоне Микулинского разлома локализуются многочисленные дайки среднего и кислого состава, ориентированные, как и рудные тела, преимущественно в северо-западном и субмеридиональном направлениях (см. рис. 28, 29). Все это свидетельствует о левых смещениях по северо-восточным разрывам.

Сдвиги северо-восточного простирания протяженные, под острым углом ( $20-30^\circ$ ) к слоистости они пересекают рудные поля, разрезая их на узкие (шириной 500-1000 м), вытянутые в северо-восточном направлении, блоки. Крутопадающие прямолинейные, иногда ветвящиеся разрывы представлены зонами интенсивного дробления, рассланцевания и глины трения мощностью до 10 м. В зонах часто наблюдается слабая кварц-сульфидная минерализация в виде очень тонких прожилков и мелких гнезд. Здесь же иногда локализуются дайки среднего состава, часто интенсивно раздробленные. На крутопадающих поверхностях скольжения на-





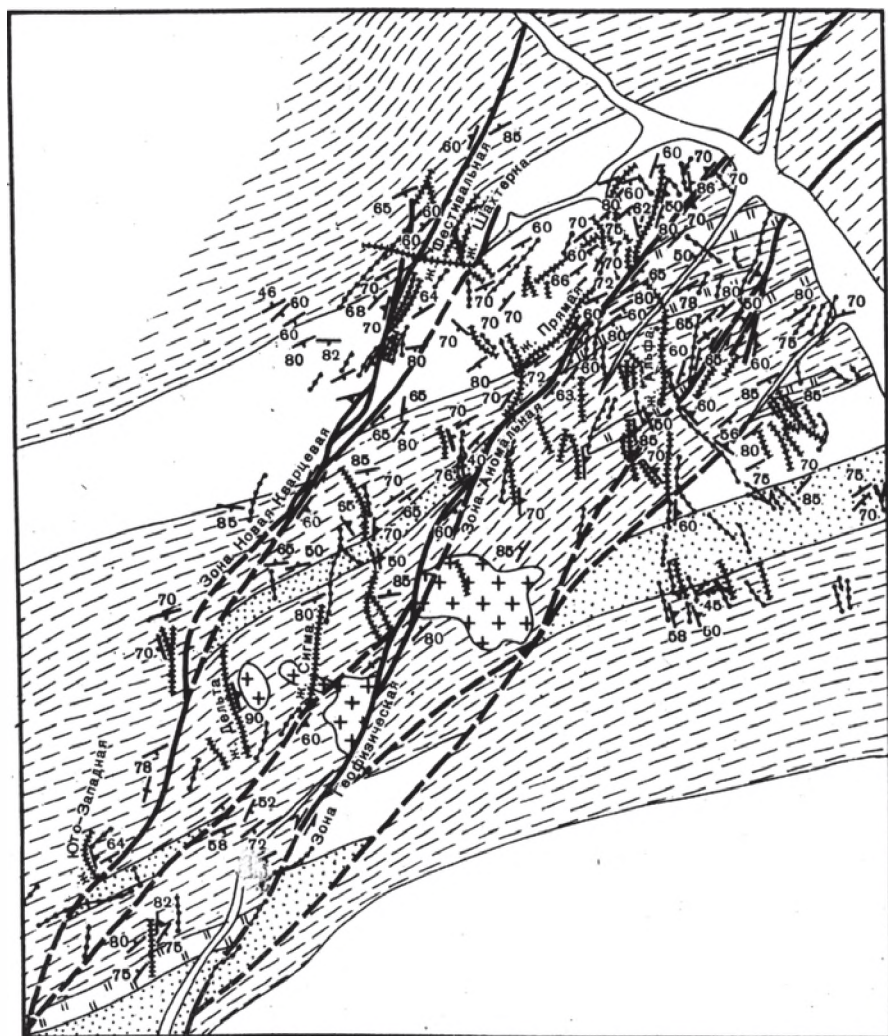
Р и с. 27. Восточная сдвиговая зона. Суммарные диаграммы погружения тектонических штрихов (I, замеров - 540) и поверхностей скольжения с тектонической штриховкой (II, замеров - 433)

блюдается тектоническая штриховка (см. рис. 5), преимущественно горизонтальная и пологонаклонная. Сдвиги четко фиксируются геофизическими аномалиями и контролируются первичными ореолами вольфрама, висмута и меди. О левых смещениях свидетельствует подворот слоев против часовой стрелки, четко выраженный почти повсеместно вблизи северо-восточных разрывов. Амплитуда сдвигов по отдельным разрывам измеряется от нескольких метров до 4-5 км (см. рис. 28, 29), а суммарная амплитуда в пределах рудных полей превышает 10 км. Основные смещения по сдвигам произошли до рудообразования, но продолжались они в период рудогенеза, о чем свидетельствует ориентировка удных тел. Проблемные даек и незначительные смещения рудных тел в зонах северо-восточных разрывов указывают на активизацию подвижек по сдвигам уже в пострудное время.

Разрывы северо-западного простирания, в которых локализуется большинство рудных тел и даек, обычно крутопадающие, ограниченной протяженности (несколько сотен метров). По морфологическим признакам это структуры растяжения (раздвиги), ориентированные субнормально к простиранию сдвиговой зоны, часто трансформированные в раздвиги сколы, с признаками дорудных смещений. Рудные тела северо-западного простирания на Среднемикулинском и Зимнем месторождениях группируются соответственно в северо-западный меридиональный эшелон (см. рис. 29), подобные рудолокализирующим эшелонированным структурам Восточной сдвиговой зоны.

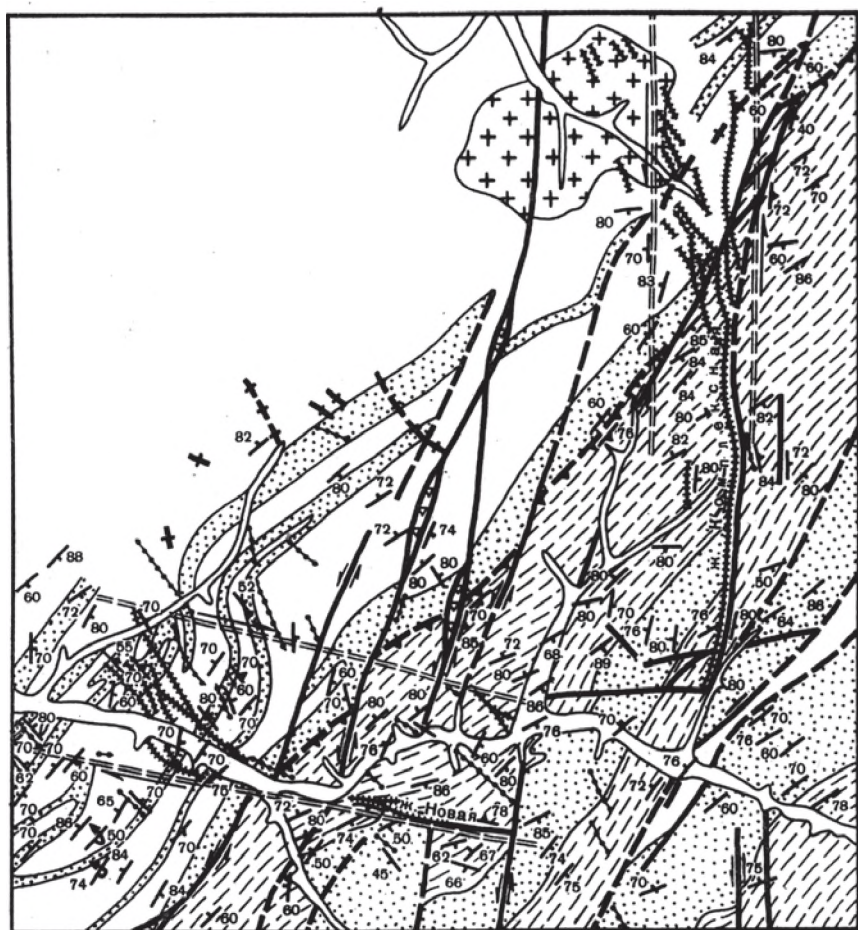
В системе разрывов, опережающих северо-восточные сдвиги, наиболее широко распространены взбросы и надвиги (см. рис. 29) ориентированные параллельно простиранию слоев. Имели, вероятно, не только взбросы, но и сбросы некоторых блоков, по-





Р и с. 28. Деталь строения Микулинской сдвиговой зоны  
Условные обозначения см. на рис. 24

скольку вертикальная и крутопадающая штриховки свидетельствуют как за ту, так и за другую формы подвижек. Анализ суммарных замеров ориентировки тектонических штрихов (рис. 30, I) и поверхностей скольжения с тектонических штриховкой (рис. 30, II) указывает на главенствующую роль в Микулинской сдвиговой зоне разрывов северо-восточного и субмеридионального простирания, в которых происходили именно горизонтальные (сдвиговые) смещения. Все прочие типы разноориентированных разрывов, генети-



Р и с. 29. Деталь строения Микулинской сдвиговой зоны  
Условные обозначения см. на рис. 24

чески связаны с северо-восточными и субмеридиональными сдвигами.

Арминская сдвиговая зона прослеживается в направлении СВ -  $10-15^{\circ}$  на 200 км от верховья р. Рудной до верховья р. Тигринки и дальше (?) на север (см. рис. 21). Ширина сдвиговой зоны 1-6 км. На юге, расщепляясь на несколько разломов, она приключается к Восточной сдвиговой зоне. Суммарная амплитуда левого сдвига, равная 17-20 км, определена по смещению валанжинской туфогенно-конгломератовой толщи с ауцеллами, готерив-аптской кремнисто-терригенной толщи и аптальбской конгломератовой толщи с ауцеллинами. Она подтверждается также смещением поздне меловых Приморского и Сихото-

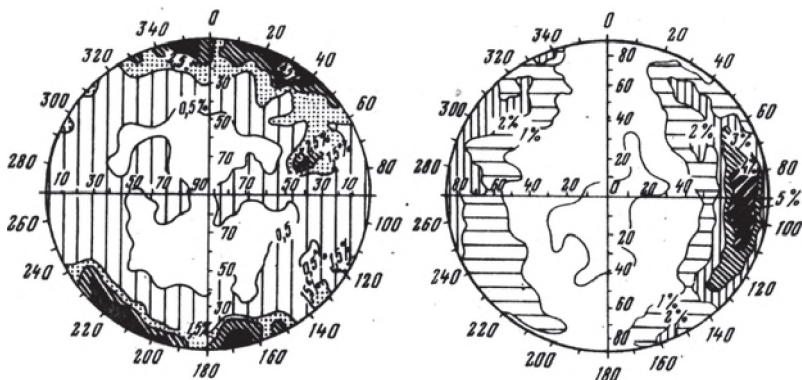


Рис. 30. Микулинская сдвиговая зона. Суммарные диаграммы погружения тектонических штрихов (I, замеров - 1010) и разрывов с признаками смещений (II, замеров - 2165)

Алинского батолитов. Вдоль сдвиговой зоны сформировались долины рек Арму и Большой Уссурки, исключительно прямолинейные здесь. На одном из участков сдвиговая зона совпадает с зоной повышенной трещиноватости [Радкевич, Томсон, 1956], что показывает их возможную генетическую связь.

В пределах сдвиговой зоны локализуются месторождения Эльдorado, Южное, Верхнеиманское, месторождение Октябрьского рудного узла, Благодатное, Куалинское, Туенгинское, Усть-Микулинское и Тигриное. Внутреннее строение и история формирования Арминской зоны наиболее детально изучены на месторождениях и в принципе не отличаются от таковых Восточной и Микулинской зон.

На поверхности Арминская зона представлена серией субпараллельных и ветвящихся крутопадающих разрывов северо-восточного и субмеридионального простирания. Особенно интенсивны субмеридиональные сдвиги на южном окончании зоны, где они, прослеживаясь параллельно друг другу, ограничивают узкий (ширина - 4 км, длина - 50 км) блок с многочисленными остатками валанжинской фауны (см. рис. 21). Блок и ограничивающие его сдвиги разобщены широтной Березовской вулcano-тектонической структурой (раздвигом), что характеризует возрастные и пространственные отношения наложенных структур растяжения к северо-восточным и субмеридиональным сдвигам.

Рудные тела и многочисленные дайки среднего и основного состава локализуются в разрывах субмеридионального и северо-западного простирания (см. рис. 23). Следовательно, рудогенез осуществляется в условиях левых смещений по субмеридиональным сдвигам. Субмеридиональные крутопадающие сдвиги часто опережаются северо-восточными и субширотными надвигами, иногда контролирующими руду (месторождение Эльдorado). Сдвиговая



зона кое-где перекрыта верхнемеловыми - палеогеновыми осадочно-вулканогенными образованиями, и иногда незначительно смещает широкие вулканотектонические структуры.

Берёзовская сдвиговая зона отчетливо прослеживается на протяжении 80 км в меридиональном направлении от верховья р. Аввакумовки до верховья р. Журавлевки. На юге она приключается к Восточной сдвиговой зоне (см. рис. 21, 23), на севере - к Центральному Сикотэ-Алинскому разлому. Ширина сдвиговой зоны 10-14 км. На поверхности она выражена серией меридиональных разломов, которые изучались многими исследователями (В.И. Высоцкий, А.И. Бураго, Г.Н. Нарбут и др.). Разломы представлены мощными (до 700 м) зонами дробления, рассланцевания, будинажа и глины трения. В зависимости от характера тектонических продуктов в зернах разломов они либо легко размываются, образуя ложбины, либо устойчивы по отношению к выветриванию (окварцевание).

В пределах сдвиговой зоны локализуются месторождения Перевальное, Восточно-Тумбайцинское, Арсеньевское, Даданцинское и др. (рис. 23, 31). Здесь субмеридиональные разломы представлены сериями крутопадающих зон дробления, рассланцевания и глины трения. С разломами связаны малые интрузии и дайки кислого, среднего и основного составов (см. рис. 23, 30). В зонах разломов интенсивно проявлен гидротермальный метаморфизм, сопровождающийся хлоритизацией и окварцеванием окружающих пород, иногда образованием сульфидных и оловянных жил. Рудные тела и дайки обычно размещаются в северо-западных разрывах зоны, приоткрывание которых возможно в условиях левых сдвигов по меридиональным разрывам. В протяженных меридиональных разрывах Березовской зоны руды и дайки могли локализоваться в условиях левых смещений по Центральному и Восточному разломам, к которым Березовская зона ориентирована косо и, следовательно, могла трансформироваться в хорошо проницаемую зону растяжения. Суммарная амплитуда левого сдвига по Березовской зоне достоверно не установлена, но, судя по интенсивному левому подвороту слоев в пределах зоны (см. рис. 23, 31), левосторонние горизонтальные смещения должны быть значительными. Амплитуда, рассчитанная по величине горизонтального разобщения Ара-ратской зоны существенно щелочных интрузий (см. рис. 32), равна приблизительно 10-14 км.

Кроме описанных сдвиговых зон, выявлены еще Кемская, Забытая, Параллельная, Хрустальная и Высокогорская зоны (см. рис. 21), основные характеристики которых приведены в таблице. Изучены они еще недостаточно, но, судя по имеющимся материалам, характер их внутреннего строения принципиально ничем не

---

Р и с. 31. Деталь строения Березовской сдвиговой зоны

Условные обозначения см. на рис. 24.





Основные характеристики разломов (сдвиговых зон)

Индекс на карте (см. рис. 21)	Разломы (сдвиговая зона)	Длина, км	Ширина, км
I	Центральный Сихотэ-Алинский	700	5
II	Восточный	700	5-15
III	Микулинский	180	2-10
IV	Арминский	200	1-10
V	Параллельный	224	2-8
VI	Березовский	80	10-14
VII	Забывтый	65	1-7
VIII	Кемский	120	15
IX	Кавалеровский	50	10-15
X	Высокогорский	185	1-10

отличается от строения Восточной, Микулинской и других более детально исследованных зон.

Говоря о сдвиговых зонах в целом, можно отметить, что при значительной протяженности все они характеризуются прямолинейностью и развитием узких длинных тектонических блоков и линз, многие из которых интенсивно будинированы, развальцованы и перемяты. Поверхности многочисленных сместителей, субпараллельны и параллельны разломам, крутопадающие, с широко развитыми, преимущественно горизонтальными, бороздами, штрихами и зеркалами скольжения. Разрывы часто контролируются зонами глинки трения и брекчирования, мощность которых меняется от нескольких метров до десятков метров и в этих случаях иногда отчетливо фиксируются дипольным профилированием, а на аэрофотоснимках выражаются прямолинейными отрицательными формами рельефа, к которым изредка приурочены долины рек. Вдоль сместителей нередко наблюдаются главные горизонтальные изгибы слоев, гофрировка и складки волочения с вертикальными и крутопадающими шарнирами - характерными элементами складчатости сдвигов [Пейве, 1960].

Внутри сдвиговых зон широко развиты послонные и секущие взбросы, надвиги и взбросо-сдвиги. Нередко наблюдается переход сдвигов в оперяющие надвиги и взбросы, по которым перемещались фронтальные части сдвиговых блоков; амплитуды перемещений

	Глубина относительно геофизических слоев, по ГЭС	Кинематический тип горизонтальных перемещений	Возраст основных горизонтальных перемещений	Амплитуда по горизонтали, км	Средний коэффициент сдвига-ния, км
I	Поверхность Мохо	Левый сдвиг	J - K <sub>2</sub>	60-200(?)	25
II	Базальтовый слой	"	K <sub>1</sub> - N	27-75(?)	8
III	Поверхность Мохо	"	K <sub>2</sub> - N	17	3
IV	Не изучен	"	"	17-20	3,5
V	"	"	"	14(?)	3(?)
VI	"	"	"	(?)	?
VII	"	"	"	8(?)	?
VIII	"	"	"	?	?
IX	"	"	"	?	?
X	"	"	"	?	?

по ним, очевидно, могут быть значительными. Некоторые северо-восточные сдвиги при переходе в надвиги, взбросы и послонные сдвиги затухают. Просевшие вдоль разломов блоки, вероятно, свидетельствуют о существовании в пределах сдвиговых зон сбросо-раздвигов. Сместители зон часто вмещают дайки андезитов, фельзитов, дацитов, жилы кварца, рудных тел и кальцита и сопровождаются хлоритизацией и сульфидизацией. Большинство известных месторождений Сихотэ-Алиня пространственно и генетически связаны со сдвиговыми зонами, которые приобретают рудоконтролирующее значение. Большая роль сдвиговых зон в пространственном размещении месторождений, возможно, обусловлена тем, что эти зоны являются глубинными разломами, основные смещения по которым предшествовали началу наиболее интенсивного рудогенеза (поздний мел - палеоген) и продолжались в процессе формирования месторождений. Роль сдвиговой тектоники в формировании месторождений становится еще более очевидной в связи с тем, что рудные тела месторождений Приморья локализируются в секторе развития структур растяжения левосторонних сдвигов (см. рис. 19). Так же ориентировано и большинство дайковмещающих разрывов, фиксирующих пространственное положение раздвигов.

Важно подчеркнуть, что формирование пластических форм сдвиговых дислокаций (складки с горизонтальными шарнирами, флек-

сурные изгибы их осей, аксоноклинали) всегда предшествовало образованию рудо- и дайковмещающих раздвигов. Подавляющее большинство рудо- и дайковмещающих раздвигов наложены на складчатые структуры и, в свою очередь, отражают характер более позднего этапа сдвиговых дислокаций. Рудные тела и дайки рассекают узкие пликативно дислоцированные тектонические блоки сдвиговых зон, а часто и ограничивающие их сдвиги. В результате сдвиговые зоны испытывают своеобразный сосдвиговый будинаж, который приводит к их растяжению вдоль простирания. На участках особенно интенсивного растяжения сдвиговые зоны становятся хорошо проницаемыми для глубинного вещества, в том числе и для рудных эманаций. Эти же условия благоприятны и для процессов вулканизма.

Дайки и рудные тела обычно не деформированы. По некоторым левым сдвигам движения возобновлялись многократно и после внедрения даек и рудных тел, в результате чего они иногда разорваны и смещены. Унаследование левых смещений по северо-восточным сдвигам подтверждается статистическим анализом векторов разобщения сдвигами даек разного состава - суммарный вектор разобщения даек по типу левого сдвига ориентирован в северо-восточном направлении.

Сдвиговые зоны являются частными, наиболее ярко выраженными элементами процесса сдвиговых дислокаций, охвативших все Приморье - зону перехода от континента к океану (область седиментации). Сдвиговые дислокации, развиваясь длительно и постепенно сосредотачиваясь, наиболее интенсивно проявились в пределах узких участков (сдвиговых зон). Сдвиговыми зонами доверхнемеловые образования, наконец, были рассечены на узкие блоки, вытянутые в северо-восточном и субмеридиональном направлениях (см. рис. 21). Латеральное смещение блоков предполагает наличие субгоризонтальных поверхностей срыва, которые могут находиться на разных уровнях. Наиболее ярко выраженной поверхностью субгоризонтального срыва, по-видимому, является поверхность Мохо, ограничивающая, по данным ГСЗ, проникновение некоторых сдвиговых зон. Таким образом, блоки при длине в сотни километров имеют ширину 10-20 км и мощность 20-40 км.

Сформированные на первом этапе сдвиговых дислокаций складки в пределах сдвиговых зон оказались тесно сжатыми, разорванными и флексурно изогнутыми, а их крылья были осложнены аксоноклиналями и будинированы. Деструктивные формы сдвиговых дислокаций проявились в виде дайковмещающих раздвигов. В одиночку или группируясь в рои преимущественно северо-западного простирания, они рассекали складчатые сооружения доверхнемеловых образований на протяжении от нескольких метров до десятков километров. Дайковмещающие структуры являются многочисленными, но относительно маломощными раздвигами, которыми блоки и ограничивающие их сдвиговые зоны разорваны и растянуты параллельно сдвиговым смещениям (гигантский сосдвиговый бу-



динам). Иногда амплитуды долгоживущих широтных и северо-западных раздвигов достигают нескольких десятков километров. В этих случаях они компенсированы позднемеловыми гранитами, позднемеловыми-палеогеновыми осадочно-вулканогенными образованиями так называемых вулканотектонических структур (Берёзовская, Якутинская и др.) и третичными континентальными отложениями (Верхнебихинская депрессия, см. рис. 21). Таким образом, по характеру компенсации в Восточном Приморье разрывы все три типа раздвигов: эндогенные, экзогенные и эндогенно-экзогенные. Формирование раздвигов, а следовательно, и проявление создавших раздвиги горизонтальных смещений по сдвиговым зонам происходило в позднем мелу - третичном периоде, что подтверждается временем достоверно установленных левых смещений по разрывам сдвиговых зон. Одновременность формирования раздвигов и горизонтальных смещений по сдвиговым зонам позволяет при определении времени активизации сдвиговых смещений использовать относительные и абсолютные возраста образований, компенсирующих раздвиги. Более подробно описать историю формирования крупных раздвигов, по-видимому, целесообразнее после обсуждения результатов реконструкции сдвигов.

## ФОРМИРОВАНИЕ СДВИГОВ И РАЗДВИГОВ

Блоки Восточного Приморья, ограниченные сдвиговыми зонами и вытянутые в субмеридиональном и северо-восточном направлениях (см. рис. 21), сдвинуты относительно друг друга на значительные расстояния. В связи с этим весьма интересны реконструкции разобщенных сдвигами геологических тел разного генезиса и возраста [Уткин, 1976б] (рис. 32). В основу реконструкции положено восстановление первоначальных очертаний, разорванных сдвигами нижнемеловых толщ - кремнисто-терригенной и фаунистически охарактеризованных конгломератовой и конгломерато-туфогенной.

Из-за трудности реконструкций обширного комплекса сдвиговых дислокаций не удалось полностью снять дислокационный эффект, вызванный малоамплитудными сдвигами, раздвигами и флексурными изгибами толщ. Особенно трудно это сделать вблизи и в пределах крупных разломов (Центрального и Восточного). Наиболее полно сдвиговые смещения реконструированы по Микулинской и Арминской зонам. Оказалось, что здесь первичное досдвиговое простираение маркирующих толщ отличалось от современного и было ближе к широтному (СВ-60-75°). Изменение первичного субширотного простираения толщ на северо-восточное (30-50°) произошло в результате смещений по серии субпараллельных левых сдвигов. Этот процесс можно сравнить с формированием крыла сколовой складки, но здесь роль сколов выполняли многочисленные сдвиги (гигантский кливаж), на которых постоянно наблюдаются

штрихи скольжения. Подавляющее большинство из замеренных 6265 тектонических штрихов оказались горизонтальными и пологонаклонными, ориентированными на СВ-28°, что свидетельствует об интенсивных перемещениях масс в этом направлении по крутопадающим разрывам (см. рис. 19).

Особенно значительное изменение первичных простираний толщ связано с флексурными изгибами вблизи крупных сместителей сдвиговых зон, а также с разворотом блоков между параллельными сместителями против часовой стрелки. Если снять эффект всего комплекса сдвиговых дислокаций, складчатые структуры займут свое первичное субширотное простирание не только на отдельных участках, но и на всей площади. Следовательно, существующая ныне ориентировка складчатых структур под углом 5-30° по отношению к сдвигам является не первоначальной, а созданной в результате сдвиговых дислокаций. Первоначальный же угол между сдвигами и складчатыми структурами Сихотэ-Алиня был около 45°, что соответствует величине теоретического угла между структурами сжатия и скола. Направление регионального горизонтального сжатия определяется нормалью именно к первичному простиранию складчатых структур, а не к ныне существующему. Поэтому следует считать, что региональное горизонтальное сжатие в Сихотэ-Алине осуществлялось в направлении, близком к меридиональному (ССЗ - 340-345°).

Установленные в Сихотэ-Алине особенности сдвиговых дислокаций, вероятно, имеют место и в других сдвиговых регионах. Не исключено, что при обосновании динамики разрывов Дж.Д. Муди и М. Дж. Хилл [1960] ошибочно принимали существующие углы между сдвигами и осями складок за первичные, за углы между сдвигами и складками волочения второго порядка. Анализ сдвиговых дислокаций показывает, что ориентировка долгоживущих сдвигов остается постоянной, а простирание складчатых структур меняется, причем особенно интенсивно вблизи сдвигов. В целом этот процесс охватывает крупные сдвиговые регионы, подобные Сихотэ-Алинскому, представляющему собой сдвиговую зону первого порядка. При постоянной ориентировке регионального сжатия и длительном процессе сдвиговых деформаций более древние структуры будут отклонены от первоначального простирания интенсивней, чем молодые. Такая тенденция в какой-то мере наблюдается и в Сихотэ-Алине. Нечеткость азимутального несогласия между разновозрастными складками можно объяснить их унаследованным развитием, и тем, что наиболее значительные сдвиговые смещения здесь начались лишь в позднем мелу.

Из обобщения результатов реконструкции вытекает ряд выводов. Первичным направлением складчатых структур было субширотное (СВ - 60-75°). Зарождаясь, складки ориентировались нормальные к субмеридиональному сжатию, на глобальный характер которого указывают многие исследователи [Муди, Хилл, 1960; Воронов, 1968; Суворов, 1968; Иванов, 1972; и др.]. В этих

же условия получают развитие северо-восточные левые сдвиговые зоны, косо секущие складки. По мере формирования сдвигов простирание складок постепенно изменяется под действием сдвиговых дислокаций до северо-восточного и субмеридионального вблизи левых меридиональных сдвигов. Предшествуя развороту складок в плане и одновременно с ним, складки сжимаются от открытых до изоклинальных. При этом крутопадающие крылья изоклинальных развернутых в плане складок сминаются в аксоноклинали.

При восстановлении нижнемеловых маркирующих толщ совмещаются разобценные сдвиговыми зонами позднемеловые интрузивы и поля роговиков, фиксирующие на глубине криптоинтрузивы (см. рис. 32). Выявляются два крупных батолита - Сихотэ-Алинский и Приморский. Сихотэ-Алинский гранитоидный батолит простирается в направлении СВ -  $60-70^\circ$  с тенденцией погружения на северо-восток. Ширина его выхода в плане 5-13 км, длина - около 100 км. Приморский батолит при ширине от 3 до 15 км имеет длину около 100 км. Продолжением эродированной части батолита к северо-востоку является протяженное поле контактовых роговиков, под которыми криптобатолит устанавливается по геофизическим данным. В этом направлении кровля батолита погружается и еще дальше к северо-востоку (район месторождения Тернистого), роговики фиксируются уже только скважинами и геофизическими методами на глубине 0,5-4 км. Косой срез Приморского батолита вскрывает разные его части - более высокие в северо-восточном краю, прикорневые - в юго-западном. Этим, по всей вероятности, объясняется изменение в юго-западном направлении состава батолита - от гранитов до габбро-диоритов и габбро. Увеличением глубины эрозионного среза, вероятно, объясняется и смена оловянно-полиметаллической минерализации на более высокотемпературную, существенно вольфрамовую (месторождение Забытое). У Ариаднинского интрузива (ширина 3-5 км, длина 20 км), расположенного западнее Центрального разлома, в юго-западном направлении также наблюдается постепенное изменение состава от кислого до ультраосновного [Щека, Октябрьский, 1968]. И здесь, вероятно, случай косого среза батолита.

Косые срезы значительных по размерам батолитов представляют прекрасную возможность для изучения изменений их петрохимических, металлогенических, морфологических, геофизических и других особенностей по вертикали. Например, уже сейчас есть основание предполагать, что Сихотэ-Алинский и Приморский батолиты в вертикальном поперечном срезе имеют клиновидную форму, сужающуюся книзу, причем у Приморского батолита в этом направлении постепенно возрастает и основность. Интерес представляет и Аракатская зона существенно щелочных интрузий, цепь которых прослеживается на 150 км (см. рис. 32).

Таким образом, в результате реконструкции сдвигов установлено, что в предсдвиговый период в Центральном Сихотэ-Алине

существовали крупные линейные батолиты, вытянутые и погружающиеся в восток-северо-восточном направлении (см. рис. 32). Смещение батолитов началось, вероятно, до их полного становления и происходило длительное время, поэтому дифференциаты незастывших частей батолитов проникали по образовавшимся каналам к поверхности и в разрывак сдвиговых зон формировали различного состава дайки, малые интрузии, субинтрузии и рудные тела, в образовании которых могли участвовать и процессы регенерации и переотложения рудных компонентов, в том числе и рассеянных в осадочных породах. Сдвиговые зоны являются долгоживущими глубинными разломами; постоянно подновляясь, они обеспечивали длительную связь участков рудолокализации с глубинными источниками тепловой энергии, магмы и рудного вещества. Этим, возможно, объясняется и тот факт, что месторождения оказались сосредоточенными в узлах пересечения Приморского и Сихотэ-Алинского батолитов с Восточной, Микулинской и Арминской сдвиговыми зонами (см. рис. 32). Наиболее интересные в практическом отношении месторождения локализуются в сдвиговых зонах непосредственно над контактными роговиками батолитов.

На первый взгляд, пространственное положение Приморского и Сихотэ-Алинского батолитов как будто полностью конкордантно складчатым структурам. Однако при более детальном изучении взаимоотношений батолитов со складчатыми структурами и анализе сдвиговых дислокаций выясняется, например, что Приморский батолит в центральной части, где его реконструкция осуществлена наиболее полно, занимает секущее положение по отношению к контакту валанжина и готерив-альба (см. рис. 32). Еще нагляднее дискордантность проявлена в ориентировке тех частей батолита, которые расположены между сдвиговыми зонами. Они наиболее достоверно отражают первичное положение батолита, поскольку менее всего подвержены левосдвиговым дислокациям (см. рис. 21). Эти участки батолита характеризуются широким простиранием и, как установлено при анализе дислокаций, связанных с развитием сдвиговых зон, скорее всего, являются раздвигами. Следовательно, можно предполагать, что реконструированный Приморский батолит отражает близкое к первичному положение крупного раздвига.

Сосдвиговые раздвиги на протяжении всей истории формирования, претерпевают различные формы левосдвиговых дислокаций, основная направленность которых сводится к их приоткрыванию и развороту против часовой стрелки. Суммарный эффект этого разворота полностью снять грубыми реконструкциями невозможно. Поэтому вполне вероятно, что первичная ориентировка раздвига, локализуемого Приморский батолит, на стадии зарождения была не строго широтной, как у более молодых раздвигов (Берёзовская и другие вулканотектонические структуры), но приближалась к северо-западному направлению, в котором ориентированы Верхнебикинская депрессия. Якутинская вулканотектоническая структура



и эмбриональные рудо- и дайковмещающие микрораздвиги. Совместное рассмотрение разновозрастных структур растяжения, позволяет выявить закономерности формирования сдвиговых раздвигов, представляющих собой деструктивные формы латерального перемещения масс и играющих важную роль в тектоническом развитии Приморья.

Приморский раздвиг, по-видимому, был сформирован в позднем мелу (абсолютный возраст компенсирующих раздвиг гранитоидов Приморского батолита 65–105 млн. лет) в процессе горизонтальных левых смещений по Центральному Сихотэ-Алинскому и Восточному разломам, ограничивающим Восточный блок (см. рис. 22). Ориентированный нормально к этим сдвигам Приморский раздвиг рассек и разобщил Восточный блок. По мере приоткрывания он компенсировался гранитоидными интрузиями, время формирования которых совпало с развитием Микулинской, Арминской и Параллельной сдвиговых зон. На завершающем этапе горизонтальных смещений по этим зонам Приморский батолит был ими разорван на части. На следующей стадии развития сдвиговых дислокаций (поздний мел – палеоген) образовались Березовский, Якутинский, Ороченский и другие северо-западные и широтные раздвиги, в которых также длительно формировались одноименные вулканотектонические структуры (см. рис. 21). Эти раздвиги пересекали Восточную, Микулинскую, Арминскую, Забытую и другие сдвиговые зоны северо-восточного и субмеридионального простирания. При последующей активизации горизонтальных смещений позднемеловые – палеогеновые раздвиги на отдельных участках были, в свою очередь, разорваны и смещены. Одновременно зарождались новые генерации раздвигов. Одни из них были небольшими и локализовались в пределах сдвиговых зон, другие представляли протяженные поперечные структуры растяжения, подобные раздвигу, контролирующему пространственное размещение и процесс формирования Верхнебихинской депрессии, выполненной третичными осадочными отложениями (см. рис. 21).

Важно отметить, что некоторые из раздвигов в процессе длительного развития трансформировались в структуры сжатия. Это привело к деформации образований, компенсирующих раздвиги. Стенки раздвигов, часто несут следы надвиговых и взбросовых смещений, сформированных, по-видимому, в результате выжимания образований, заполнявших раздвиги. Так, северная граница широтного Березовского раздвига характеризуется как взброс, по которому вулканогенные образования, компенсирующие раздвиг, надвинуты на нижнемеловые терригенные отложения (см. рис. 21), где на контакте с вулканитами Березовской структуры широко развиты мелкие складки волочения, опрокинутые на север.

Формируясь длительно и являясь своеобразным проявлением горизонтального перемещения масс, раздвиги ярко выражают деструктивные формы сдвиговых дислокаций. Образование раздвигов привело к гигантскому будинану блоков, ограниченных сдви-

говыми зонами. Направления смещений масс при раскрытии северо-западных и широтных раздвигов ориентированы субнормально их стенкам и, следовательно, тектонические следы перемещения должны быть параллельны сдвиговым зонам, ограничивающим будинированные блоки с флангов. Такое направление смещений масс в плане исключительно четко подтверждается массовыми замерами тектонических штрихов (см. рис. 19, 27, 30).

По размаху проявления по вертикали раздвиги можно подразделить на скрытые (не выходящие на поверхность), сквозные и поверхностные, проникающие относительно неглубоко. От глубины проникновения раздвигов во многом зависит и состав компенсирующих их продуктов, а следовательно, и деление раздвигов на эндогенные, экзогенные и эндогенно-экзогенные. К эндогенным раздвигам относится Приморский, заполненный гранитоидной магмой — продуктами глубинного генезиса. Примером сквозных эндогенных раздвигов, по-видимому, прежде всего являются дайковмещающие раздвиги, у которых состав продуктов заполнения зависит от глубины проникновения раздвига. К наиболее глубинным, проникающим до базальтового слоя относятся раздвиги, локализирующие магматические образования основного состава. Часть верхнемеловых — палеогеновых раздвигов Восточного Приморья — сквозные эндогенно-экзогенные, так как рассекая доверхнемеловой складчатый комплекс, они проникают на значительную глубину. Судя по геофизическим данным, такие раздвиги в своих нижних частях нередко выполнены гранитоидными образованиями, выше которых развиты экструзии, дайки и лавы разного состава и возраста, перемежающиеся с осадочно-вулканогенными породами. Раздвиги этого типа, компенсируясь гранитоидной магмой, вначале, возможно, сформировались как скрытые, не выходящие на поверхность структуры. Затем они рассекли вышележащий комплекс отложений и вышли на поверхность, создав условия для интенсивного вулканизма. Причем сначала появлялись единичные трещины растяжения, затем число их увеличивалось, образовались протяженные рои даек, отражающие первую фазу процессов растяжения на месте зарождающейся вулканотектонической структуры. Интенсивный вулканизм обеспечивал обильное поступление глубинных продуктов, которые не только компенсировали раздвиги, но и обуславливали формирование вулканогенного чехла, перекрывающего и вуалирующего и раздвиги, и создавшие их сдвиговые зоны. Если же раскрытие раздвигов не успевало компенсироваться продуктами вулканизма, начиналось интенсивное обрушение их стенок. В этих условиях депрессии, связанные с раздвигами, компенсировались грубообломочными молассами и продуктами эрозийного разрушения смежных территорий. Примером поверхностного раздвига служат Верхнебикинская депрессия, выполненная трещинными континентальными отложениями (см. рис. 21).

Итак, установлено, что формирование раздвигов является прямым следствием развития сдвиговых зон. На первых этапах

сдвиговой активизации крупные раздвиги были скрытыми, не проникающими на поверхность, но подготовившими пространство для позднемеловых батолитов. В конце позднего мела — палеогене появились сквозные раздвиги, обусловившие обильный вулканизм; в третичное время — экзогенные, контролирующее развитие многих депрессий. В развитии раздвигов проявляется своеобразная этапность, Приморский раздвиг, например, развит только в пределах комплекса валаннинских отложений (см. рис. 32). Совместно с ними Приморский батолит, заполняющий раздвиг, погружается на восток. В вышележащих отложениях готерив-альба, Приморский батолит проявлен небольшими апикальными массивами и обширным полем роговиков. Примечательно, что практически все позднемеловые массивы гранитоидов локализуются в доготерив-альбских отложениях (см. рис. 21) и проявляются в перекрывающих толщах таким же образом, что и Приморский батолит.

Создается впечатление, что между доготерив-альбскими и нижележащими образованиями в позднем мелу существовал экран, препятствовавший проникновению магмы в верхние толщи. Структурное несогласие на этой границе достоверно не установлено, однако геологи здесь нередко обнаруживают характерные образования, весьма схожие с тектоническим меланжем, являющиеся, возможно, свидетельством длительного развивающегося конседиментационного субгоризонтального тектонического срыва.

Признаки тектонических перемещений по субгоризонтальным поверхностям отмечаются также на границе палеозоя и мезозоя, внутри нижнего мезозоя и на границе складчатого комплекса доверхнемеловых образований и верхнемелового палеогенового осадочно-вулканогенного комплекса. Таким образом, в Приморье намечается несколько разновозрастных осадочных и осадочно-вулканогенных комплексов, разделенных субгоризонтальными зонами тектонических срывов, длительно развивавшимися и, возможно, с довольно значительными смещениями по ним. Однако вряд ли эти зоны являлись экранами для интрузивных образований. Намечающаяся пространственная связь позднемеловых гранитоидов с отдельными осадочными комплексами, скорее всего, обусловлена различием их компетентности, от которой зависит тип тектонических дислокаций.

В самом деле, закономерности дислокации, например слоистых толщ (осадочные комплексы, разделенные субгоризонтальными поверхностями срыва, в целом и есть слоистая среда), заключаются в том, что компетентные слои претерпевают крупную деформацию и прежде всего будинаж, в то время как пластичные испытывают различные формы складчатых деформаций и перетекание масс. Кроме того, большое значение в характере проявления деформаций имеет и закономерная направленность развития сдвиговых дислокаций. Как отмечалось, на первом этапе развития сдвиговые дислокации в шаштичной среде проявляются различными формами складкообразования. Затем с нарастающей интенсивностью происходит процесс разры-

образования, в котором особую роль приобретают раздвиги, создающие гигантский будинаж и решающие проблему пространства для магматических и корневых частей вулканических образований.

Естественно, что при длительно развивающихся конседиментационных сдвиговых дислокациях, осадочные отложения вовлекаются в процесс раздвигообразования в порядке их возраста, по мере консолидации. Следовательно, можно предполагать, что ко времени наиболее интенсивных сдвиговых дислокаций (поздний мел – палеоген), в доготерив-альбских отложениях уже в основном завершилась пластическая форма их проявления и начался разрывной этап (гигантский будинаж) с образованием раздвигов – скрытых камер, благоприятных для становления интрузивов. В готерив-альбском комплексе в это же время пластические формы дислокаций еще продолжали развиваться, и только после их завершения (конец позднего мела – палеоген) начался этап проявления сдвиговых дислокаций в форме сквозных раздвигов, обусловивших интенсивное проявление вулканизма, продукты которого создали вулканогенный комплекс.

Таким образом, не вызывает сомнения факт существования четких пространственно-временных связей между формированием структур растяжения и развитием сдвиговых дислокаций. Причем раздвиги в пластичной среде формируются вслед за сдвиговым складкообразованием и выступают как закономерная и широко распространенная деструктивная форма латерального перемещения масс в процессе направленного развития сдвиговых дислокаций. Установленная тесная генетическая связь со сдвиговыми дислокациями субширотных и северо-западных раздвигов и сбросо-раздвигов, решает тектоническую проблему поперечных структур Сихотэ-Алиня, которые уже давно привлекают внимание исследователей. Одновременно объясняется и проблема пространства для интрузивных образований, даек, рудных тел и других глубинных инъекций, становятся понятными динамо-кинематические условия формирования депрессий, вулкано-тектонических структур и в целом вулканогенного пояса.

## **СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДИСЛОКАЦИЙ ДОВЕРХНЕМЕЛОВОГО СКЛАДЧАТОГО И ВЕРХНЕМЕЛОВОГО - ПАЛЕОГЕНОВОГО ВУЛКАНОГЕННОГО КОМПЛЕКСОВ**

Верхнемеловой-палеогеновый осадочно-вулканогенный комплекс Приморья является частью Восточно-Азиатского вулканического пояса. Корни вулканитов (дайки, вулкано-тектонические структуры) локализируются в пронизывающих складчатое основание раздвиглах. Покровные осадочно-вулканогенные образования пояса резко несогласно перекрывают претерпевшие интенсивные сдвиговые дислокации доверхнемеловые, преимущественно терригенные от-



ложения. Формирование глубоко проникающих раздвигов, побудивших активный вулканизм, является следствием закономерного развития сдвиговых дислокаций. Этот процесс, не прекращаясь, затронул и вулканы, поэтому значительный интерес представляют зачаточные формы проявления сдвиговых дислокаций в наиболее молодом в Приморье структурно-фациальном комплексе, перекрывающем сдвиговые зоны.

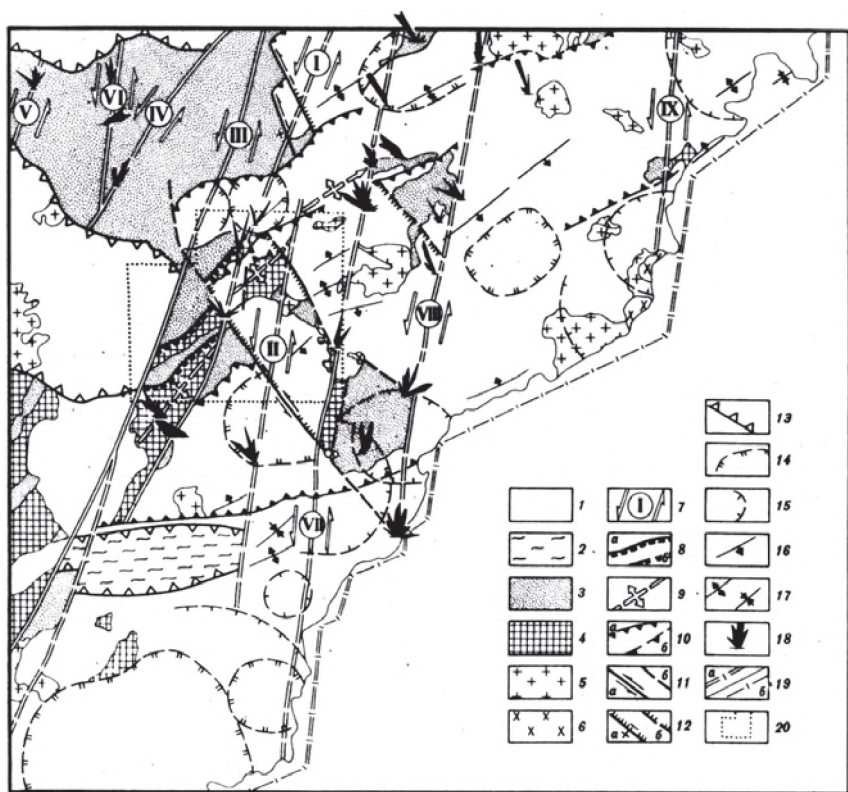
Сравнительный анализ дислокаций проводился [Врублевский и др., 1977; Уткин, 1977,6] на территории Кавалеровского, Дальнегорского и Фурмановского районов (рис. 33), где из под вулканогенного чехла обнажается складчатое основание.

Статистический анализ элементов слоистости (см. рис. 22) свидетельствует, что под вулканогенным чехлом доверхнемеловые карбонатно-кремнисто-терригенные отложения смяты, как и везде в Восточном Приморье, в линейные тесно сжатые складки северо-восточного простирания. Простирание слоев отличается от фонового для Приморья (см. рис. 2) и приближается к простиранию их в пределах сдвиговых зон (см. рис. 3), что свидетельствует о значительных здесь сдвиговых дислокациях, благоприятных для рудогенеза. Не случайно эти районы являются наиболее рудонасыщенными в Приморье.

Основное смещение масс осуществлялось преимущественно горизонтально, по крутопадающим сместителям, в том числе и послынным, в северо-восточном направлении (см. рис. 22). Сместители северо-восточного и субмеридионального простирания часто сгруппированы в многочисленные сдвиговые зоны, левые, судя по созданным ими структурным рисункам и конкретным смещениям.

Из зон, выявленных под вулканогенным чехлом, наиболее хорошо изучена Дальнегорская сдвиговая зона (рис. 33, 34). Она прослеживается в направлении СВ -  $10-25^\circ$  от верховья р. Кривой до бассейна р. Базовой. Ширина зоны 1,5-2 км. Она является западным ограничением одноименного блока, насыщенного рудными месторождениями. Непосредственно в пределах сдвиговой зоны локализуются наиболее богатые полиметаллические месторождения - Николаевское и Верхний Рудник. К зоне приурочены интрузии основного состава, что указывает на ее глубинность. Она прекрасно трассируется на гравиметрической карте в виде границы поля с разными значениями силы тяжести.

Сдвиговая зона представлена серией субпараллельных крутопадающих северо-восточных разрывов с горизонтальной или пологой тектонической штриховкой. Разрывы часто сопровождаются зонами дробления, глины трения и милонитизации мощностью от нескольких сантиметров до нескольких метров. В пределах сдвиговой зоны четко выражен повсеместный подворот слоев и осей складок от фонового северо-восточного простирания до субмеридионального, свидетельствующий о левосдвиговых дислокациях. Суммарный левый сдвиг определяется по смещению триасовых известняков и кремнисто-терригенных образований и достигает 7,6 км (см.



Р и с. 33. Геолого-тектоническая схема Дальнегорского района  
 1-4 - отложения: 1 - верхнемеловые-палеогеновые вулканогенно-осадочные, 2 - третичные континентальные Тадушинской депрессии, 3 - нижнемеловые терригенные, 4 - верхнепалеозойско-триасово-юрские кремнисто-карбонатно-терригенные, 5-6 - интрузивные (и субинтрузивные) образования; 5 - кислого состава, 6 - среднего состава; 7 - установленные и предполагаемые (прерывистый знак) сдвиговые зоны (в вулканогенном чехле, преимущественно в зачаточной стадии развития), цифры на схеме: I - Дальнегорская, II - Горбушинская, III - Высокогорская, IV - Восточная, V, VI - ветви Арминской, VII - Монастырская, VIII - Мономаховская, IX - Пластунская; 8 - ось Высокогорского антиклинория, сформированного в доверхнемеловых образованиях; 9-10 - надвиги уверенные (а) и предполагаемые (б); 9 - в доверхнемеловых образованиях, 10 - в верхнемеловых-палеогеновых осадочно-вулканогенных образованиях, 11 - сдвиги уверенные (а) и предполагаемые (б), 12 - сбросы уверенные (а) и предполагаемые (б); 13 - границы раздвигов, 14 - вулканотектонические структуры центрального типа, 15 - линейменты, четко выраженные на космических снимках, 16 - моноклинали (по-видимому, пологие крылья антиклиналей и синклиналей) в вулканогенно-осадочных верхнемеловых - палеогеновых образованиях, 17 -

рис. 34). На такую же амплитуду смещена и ось Высокогорского антиклинория (см. рис. 33). Основные сдвиговые смещения произошли до формирования вулканогенного чехла. Дальнейшее развитие привело к тому, что отдельные крутопадающие сместители сдвиговой зоны расщели вулканогенную толщу и вышли на поверхность. Левосторонние смещения продолжались и в период рудообразования, на что указывает преимущественно северо-западное и субмеридиональное простирание жильных рудных тел.

С запада Дальнегорская сдвиговая зона определяется синхронным ей Нежданкинским надвигом (см. рис. 34). Он представляет собой тектонический срыв, по которому кремнисто-карбонатно-терригенные отложения триаса надвинуты на терригенные интенсивно будинированные нижнемеловые образования, и прослеживается на 6 км в направлении СВ - 40°. По данным Ю.Т. Гурулева, зона надвига падает на юго-восток под углом от 10-20° до 50° и представлена глиной трения, дробленными рассланцованными лимонитизированными породами общей мощностью до 500-600 м. По мнению В.А. Сапожникова, амплитуда надвига не менее 3 км.

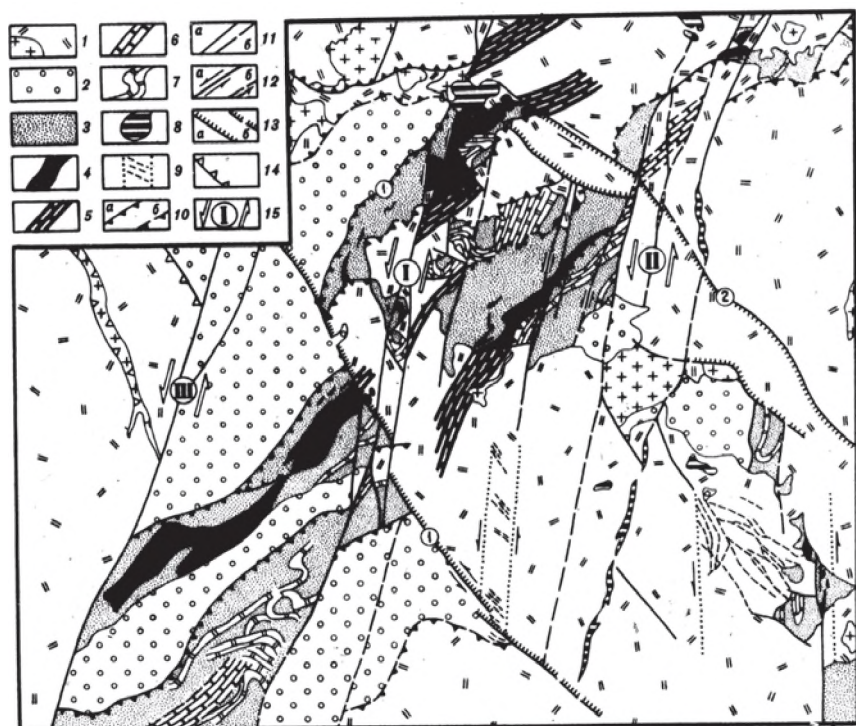
Столь же четко выделяется Высокогорская сдвиговая зона (см. рис. 33, 34), прослеживающаяся в направлении СВ - 15-20°, по которой на многих участках контактируют верхнемеловые - палеогеновые и подстилающие их образования. Она включает в себя Тетюхинский линеамент и Сибайгоусский разлом, по которому А.Н. Калягин предполагает левый сдвиг с суммарной амплитудой 15-17 км. Тетюхинский линеамент [Иванов, 1963] представляет собой сложную зону разновременных различного типа разрывов северо-восточного простирания, по которой происходит смена формаций мезозойских отложений и значительное изменение характера тектонических структур. Высокогорская сдвиговая зона с запада и востока ограничивает ряд линейных вулканотектонических структур и депрессий северо-западного и широтного простирания, на участке ее сочленения с Восточной сдвиговой зоной развита Базовская вулканотектоническая структура центрального типа.

Другие сдвиговые зоны в вулканогенном чехле проявляются фрагментарно в виде непротяженных разрывов, параллельных зонам, чаще же они представлены косыми северо-западными эшелонированными сколами, локализующими дайки и рудные тела разного

---

Окончание подписи к рис. 33

оси антиклиналей и синклиналей в вулканогенных образованиях, 18 - розы простираний рудных тел, 19 - генерализованный контур береговой линии, участки береговой линии совпадающие с простиранием сдвиговых зон (а) и с простиранием складчатых структур и надвигов в вулканогенном чехле (б); 20 - участок, изученный более детально (см. рис. 34)



Р и с. 34. Геолого-структурная карта Центральной части Дальнегорского района

1 - верхнемеловые-палеогеновые осадочно-вулканогенные образования и комагматические с ними граниты; 2 - нижнемеловые терригенные отложения; 3 - триасово-юрские карбонатно-кремнисто-терригенные образования; 4-6 - триасовые известняки: 4 - выходящие на поверхность, 5-6 - под вулканогенным чехлом (5 - установленные, 6 - предполагаемые); 7 - кремни; 8 - интрузии и дайки основного и среднего состава; 9 - эшелоны даек разного состава; 10-13 - разрывные нарушения уверенные (а) и предполагаемые (б): 10 - надвиги, (цифра 1 на карте - Нежданкинский), 11 - разрывы, 12 - сдвиги, 13 - сбросы (цифры на карте: 1 - Тигровый, 2 - Садовый); 14 - границы раздвигов, 15 - сдвиговые зоны, (цифры на карте: I - Дальнегорская, II - Горбушинская, III - Высокогорская)

состава (см. рис. 38). Среди вулканитов сдвиговые зоны нередко ограничивают блоки, сложенные образованиями чинного комплекса, и блоки, характеризующиеся разными магнитными и плотностными свойствами. Простиранию сдвиговых зон подчинены субмеридиональные участки береговых линий (см. рис. 33), поэтому они очень четко вырываются морфологически. Береговая линия на этих участках часто состоит из эшелонированных отрезков северо-запад-



ного простираения, что подтверждает кулисное строение зачаточных сдвиговых зон вулканогенного чехла. Сдвиговые зоны трассируются локализующимися вдоль них месторождениями, рудные тела которых ориентированы преимущественно в северо-западном направлении (см. рис. 33), подчеркивая закономерности сдвиговых дислокаций, обусловленные левыми смещениями вдоль зарождающихся в вулканиках сдвигов. Подобный ход развития дислокаций в начальную стадию деформаций чехла над сдвигами в жестком основании установлен экспериментально [Riedel, 1929; Cloos, 1955; и др.].

Направление основного латерального смещения масс вулканогенного чехла (см. рис. 22) определяется преобладанием сколов северо-западной ориентировки. За счет левосдвиговых дислокаций значительная часть северо-западных сколов уже претерпела трансформацию в дайко- и рудолокализирующие микрораздвиги. По некоторым из них одновременно произошли и сбросовые смещения. Так, известный в Дальнегорском районе Тигровый разлом (см. рис. 34), ориентированный в направлении СЗ -  $325-330^\circ$  с падением под углом СВ -  $75-85^\circ$ , представляет собой систему разрывов, сопровождающихся зонами тектонической глины (мощностью от 0,1 - 0,5 м до нескольких метров) и дайками андезитовых и диабазовых порфиритов. Это левый сдвиг, по которому контакт между триасовыми и нижнемеловыми отложениями разорван и разобщен в плане на 1600-1800 м. Одновременно Тигровый разлом является юго-западным ограничением одноименного грабена, северо-восточной границей которого служит Садовый разлом, характеризующийся также левосторонними сбросовыми смещениями.

Сбросы по Тигровому и Садовому северо-западным левым сдвигам связаны с их трансформацией в раздвиги в результате активизации левых смещений по северо-восточным сдвигам. Многократное и значительное растяжение зоны Тигрового грабена подтверждается наличием в его пределах многочисленных разновозрастных даек различного состава, ориентированных параллельно границам грабена и заполняющих глубоко проникающие каналы, обусловившие интенсивный вулканизм. О синхронности вертикальных движений и вулканической деятельности красноречиво свидетельствует тип некоторых фаций вулкаников (в частности, Арзамазовская свита), представленных своеобразными отложениями, содержащими наряду с мелкообломочными фракциями крупные и гигантские глыбы и отторженцы триасово-юрских известняков и кремней. Тигровый грабен является еще одним примером северо-западного длительно развивающегося сбросо-раздвига. Сосдвиговые структуры растяжения такого типа обусловили возникновение в Сихотэ-Алине поперечных зон интенсивного вулканизма.

Тигровый грабен по характеру компенсирующих его продуктов является эндогенно-экзогенным сбросо-раздвигом. В этом же районе среди образований вулканогенного комплекса развиты и

эпизодические сбросо-раздвижки. Так, значительные сбросо-раздвиговые движения в зоне широтных разломов, по простиранию ограниченных Высокогорской и Гарбушинской сдвиговыми зонами, привели к формированию в пределах вулканогенного чехла Тадушинской депрессии, выполненной третичными континентальными отложениями (см. рис. 33).

Зачаточная стадия сдвиговых дислокаций в вулканогенном чехле проявляется не только характерными для этого этапа ориентировкой и динамо-кинематическими закономерностями разрывообразования, но и начальной стадией складчатых деформаций вулкаников. Статистический анализ массовых замеров элементов слоистости осадочно-вулканогенных образований (см. рис. 22) однозначно свидетельствует о существовании в вулканогенном чехле зачаточной линейной системы складок восток-северо-восточного простирания. Отсутствие маркирующих горизонтов, плохая обнаженность и преимущественное развитие лишь слабо выраженных зачаточных пликативных форм затрудняют выявление складчатой структуры вулканогенного чехла. Поэтому несмотря на то, что на существование складок в верхнемеловых - палеогеновых образованиях уже обращалось внимание [Кропоткин, 1954; Берсенов, 1956; Соколов, 1960; Салун, 1964; и др.], мнение о существовании в вулканогенном чехле единой линейной складчатой системы у геологов-съемщиков так и не сложилось. До сих пор считается, что вулканиды регионально пликативно не дислоцированы. И только статистический анализ позволил выявить в этом молодом структурно-фациальном комплексе складчатую систему, находящуюся на стадии эмбрионального развития.

При анализе фрагментарных материалов геологического картирования вулкаников намечаются крупные складки с пологими шарнирами и крыльями (см. рис. 22). Результаты статистического анализа указывают, что складки с крыльями положе  $40-45^\circ$  ориентированы субширотно (СВ -  $60-70^\circ$ ) а более редкие складки с крутыми крыльями - в северо-восточном направлении (СВ -  $40^\circ$ ), т.е., как и в случае с доверхнемеловым складчатым комплексом, можно говорить о левом развороте простираний складок при увеличении степени их дислоцированности. Наиболее отчетливо такой разворот наблюдается на простирании сдвиговых зон складчатого основания. Это указывает на то, что и в породах вулканического комплекса в начальную стадию деформаций складки ориентируются субширотно, а позднее, при увеличении степени дислоцированности пород, простирание складок переориентируется на северо-восточное. Так еще раз подтверждается установленная путем реконструкции сдвигов [Уткин, 1975, 1976] характерная для Приморья закономерность: на первых стадиях развития складки ориентированы субширотно, нормально субмеридиональному напряжению сжатия, затем под воздействием левосдвиговых дислокаций они переориентируются на северо-восток, одновременно трансформируясь из складок открытых с пологими крыльями в складки тесно сжатые.

Первичная ориентировка зачаточной линейной системы складок вулканогенного чехла четко выражена морфологическим положением субширотных ( $СВ - 60^\circ$ ) отрезков береговой линии (см. рис. 33). В вулканогенном чехле широко развиты пологие надвиги и более крутые взбросы, ориентированные в этом же направлении и приуроченные преимущественно к крыльям эмбриональных складок. Надвиги проявляются фрагментарно и иногда, протягиваясь на значительные расстояния косо по отношению к вулканогенному поясу, контролируют пластообразные тела кислых субинтрузий и размещение рудной минерализации. Примером является Главный разлом, который падает на юго-восток под углом  $35-50^\circ$  и представляет собой срыв в виде надвига или левого взбросо-сдвига на контакте верхнемеловых туфов и туфобрекчий кварцевых порфиров с известняками и терригенными породами триаса и юры. Надвиг осложняет северо-западное крыло Параллельной синклинали, в которую смяты верхнемеловые образования. Он вскрыт многочисленными выработками на Верхнем Руднике, где к нему приурочены основные рудные тела. Здесь надвиг представлен в виде четкого разрыва, выполненного глиной трения мощностью  $0,3-0,4$  м, иногда до  $1$  м. Стенки разрыва - зеркала скольжения с круто погружающимися бороздами скольжения. Разлом сопровождается мощной зоной перетертых развальцованных пород мощностью  $5-7$  м. В целом северо-западное крыло Параллельной синклинали разбито серией надвигов и взбросов субширотного и северо-восточного простирания с падениями на юг и юго-восток под углами преимущественно  $30-60^\circ$ , т.е. в общем субпараллельных Главному разлому. Юго-восточное крыло синклинали также осложнено надвигом, проходящим по контакту верхнемеловых и триасово-юрских отложений.

Характеризуя надвиговые дислокации вулканитов, следует упомянуть, что аллохтонные пластины надвигов, перемещаясь дифференцированно, обычно ограничены с флангов крутопадающими сколами северо-западного и субмеридионального простирания. Горизонтальные сдвиговые штрихи, широко развитые на стенках сколов, совместно со штриховкой на пологих сместителях надвигов, по-видимому, и отражают основное субмеридиональное направление латерального смещения масс, установленное путем статистического анализа массовых замеров тектонических штрихов (см. рис. 22).

Вулканиты, как по латерали, так и в разрезе, дислоцированы неодинаково. В линейные складки субширотного простирания, вероятно, прежде всего сминались осадочно-вулканогенные образования, которые по своим физическим свойствам и характеру залегания являлись наиболее благоприятными для пластических деформаций. Достоверно установлено, что в складки смяты вулканогенно-осадочные образования, охарактеризованные сенонской флорой (арзамазовская свита). Судя по замерам элементов слоистости и анализу отдельных фрагментов пластических деформа-

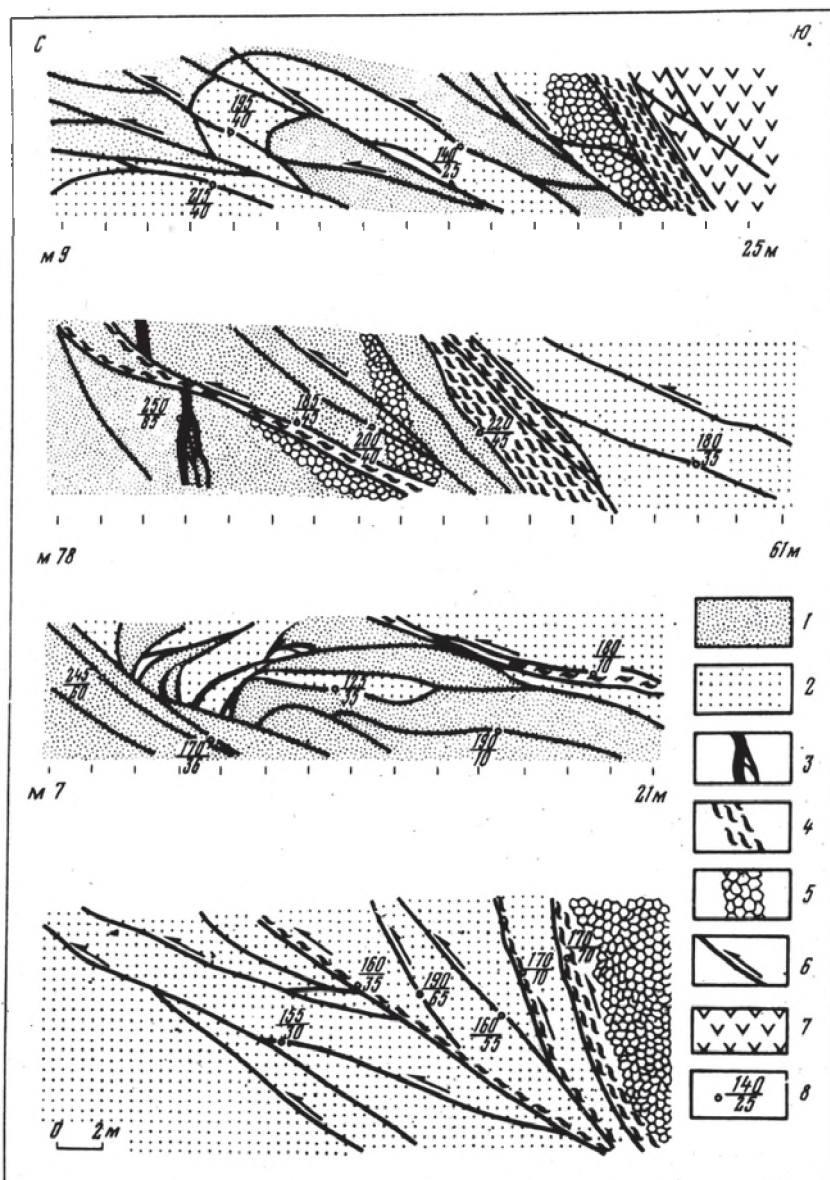
ций, складчатым процессам (возможно, не повсеместно) затронуты и дант-палеогеновые образования. Наиболее дислоцированы нижние части вулканитов. Большой интерес представляет характер и закономерности дислокаций зоны непосредственного перехода от интенсивно дислоцированного доверхнемелового складчатого основания к вулканогенному чехлу. Эта зона часто характеризуется развитием надвиговых дислокаций, особенно широко проявленных вдоль западной кромки вулканогенного пояса. Развитие надвигов на юге Приморья связывается с формированием Прибрежного разлома [Геология СССР, 1969], который прослеживается вдоль западной кромки пояса вулканитов. Принято считать [Берсенев, 1963, 1964], что в поздне меловую эпоху по системе надвигов Прибрежного разлома на мезозойские образования надвинуты одновозрастные толщи (Высокогорский надвиг), более древние мезозойские отложения (Дальнегорский надвиг) и палеозойские породы (левобережье р. Киевки, верховье р. Уссури). Максимальная амплитуда горизонтального перемещения по надвигам достигает 5-6 км [Берсенев и др., 1977], падение сместителей под углом ЮВ - 10-50°. Надвиги сопровождаются зонами смятия, мощностью до 200 м; в аллювионах нередко наблюдаются складки, опрокинутые на северо-запад под углом 45-70°.

Дальше к северу Прибрежный разлом все больше отклоняется к востоку и занимает секущее положение по отношению к вулканитам, которыми он здесь перекрыт. Однако в верховье р. Кемы нами установлено, что вдоль западной кромки пояса вулканитов надвиги продолжаютя и еще дальше на север. Анализ существующих материалов по надвиговой тектонике и исследование деформаций вблизи западной границы вулканитов от Фурмановского рудного района на юге до бассейна р. Кемы на севере, показали, что здесь развиты чешуйчатые надвиги, которые объединяются в протяженную на сотни километров структуру, названную Сихотэ-Алинской надвиговой зоной [Уткин, 1977а]. Наиболее детально эта зона изучена на юге Приморья (месторождение Нижнее) и в более северных районах (верховье р. Кемы).

Месторождение Нижнее располагается у западной границы вулканогенного комплекса. Пройденные здесь шахта и штольневые горизонты позволили детально изучить тектонику нижней части вулканогенного комплекса, представленного туфами, туффитами, туфолавами и лавами роговообманковых андезитовых порфиритов (петрозувская свита сенюман-туронского возраста). Слои вулканитов полого наклонены преимущественно на юго-юго-восток и несогласно перекрывают интенсивно дислоцированные валанжинские осадочные отложения, падающие в основном в том же направлении, но под более крутыми углами (60-80°).

В вулканитах широко развиты чешуйчатые надвиги и взбросы (рис. 35), сместители которых в подавляющем большинстве наклонены на ЮОВ - 10-60°. В редких случаях пологие надвиги падают в обратном направлении. Иногда они являются оперяющимися





Р и с. 35. Строение надвигов в подошве вулканогенного чехла. Зарисовки в шахте месторождения Нижнего

1 - кварц-турмалиновые метасоматиты по пепловым туфитам; 2 - туфы андезитовых порфиритов; 3 - илльные рудные тела сульфидов; 4-5 - зоны: 4 - глины трения и мильонитизации, 5 - дробления; 6 - разрывы с признаками надвиговых смещений; 7 - андезитовые порфириты; 8 - замеры элементов разрывов (числитель - азимут падения, знаменатель - угол падения)

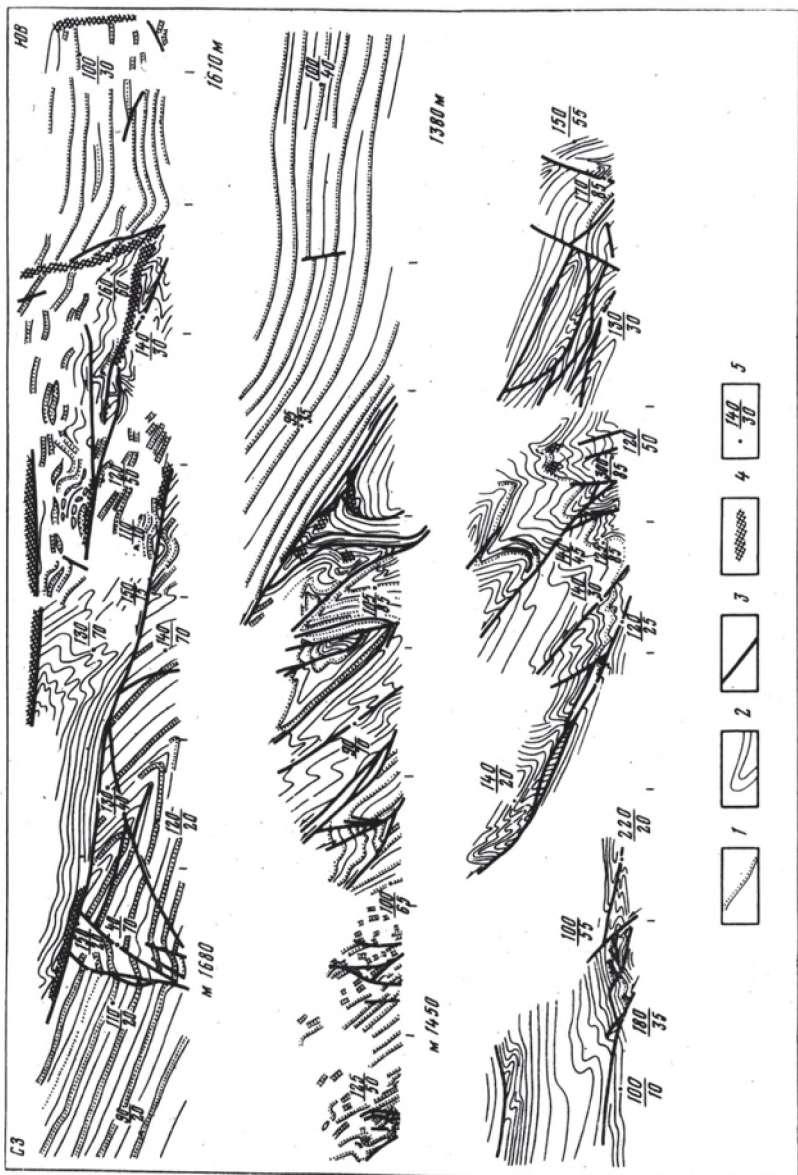


Рис. 36. Строение чешуйчатых надвигов зоны сочленения складчатого основания с вулканогенным чехлом. Зарисовки обнажений докольных террас р. Кемы и её притоков.

1 – песчаники; 2 – алевролиты; 3 – разрывы (надвиги); 4 – зоны дробления; 5 – замеры элементов слоистости и разрывов (числитель – азимут падения, знаменатель – угол падения)

разрывами взбросов, чаще же от них ответвляются крутые взбросы. Надви́ги представлены пригнутыми поверхностями скольжения с грубыми бороздами и тонкой тектонической штриховкой, зонами дробления и интенсивного истирания пород в виде глин трения и милонитов мощностью от нескольких сантиметров до 30 м. Надви́говый характер смещений часто устанавливается по сдвигу пластов пепловых туффитов, а также по развитию вдоль пологопадающих сместителей опрокинутых на северо-северо-запад складок волочения (см. рис. 35). Амплитуды по отдельным надви́гам изменяются от нескольких сантиметров до нескольких сотен метров. Определение истинных амплитуд надви́говых смещений часто осложняется тем, что по многим из них, и особенно по крутопадающим взбросам, периодически осуществлялись нисходящие движения, в результате которых суммарная амплитуда многократных подвижек разного знака вдоль разрыва с явными признаками надви́говых деформаций иногда выражается как сброс. Широко развиты также сбросы, секущие надви́ги.

Основные надви́говые смещения происходили до рудообразования, поэтому многие надви́ги и взбросы, представленные зонами плотных глин трения и милонитов, выполняли роль рудных экранов. Экранирующий взброс, выявленный автором в 1971 г. на месторождении, определяет закономерности рудолокализации, что позволило предложить ряд практических рекомендаций, подтвердившихся в процессе разведки месторождения. Смещения рудных тел (см. рис. 35) свидетельствуют о том, что надви́ги развивались и в послерудное время.

Надви́говые чешуи, полого падающие на юго-юго-восток, реже на северо-северо-запад, с флангов зачастую ограничиваются крутопадающими субмеридиональными и северо-западными левыми и правыми сдвигами. Отдельные блоки чешуй дифференцированно перемещались на разные амплитуды, одновременно сминаясь в складки, оси которых ориентировались субширотно, нормально тектоническим штрихам, отражающим направление смещений по надви́гам аллохтонов.

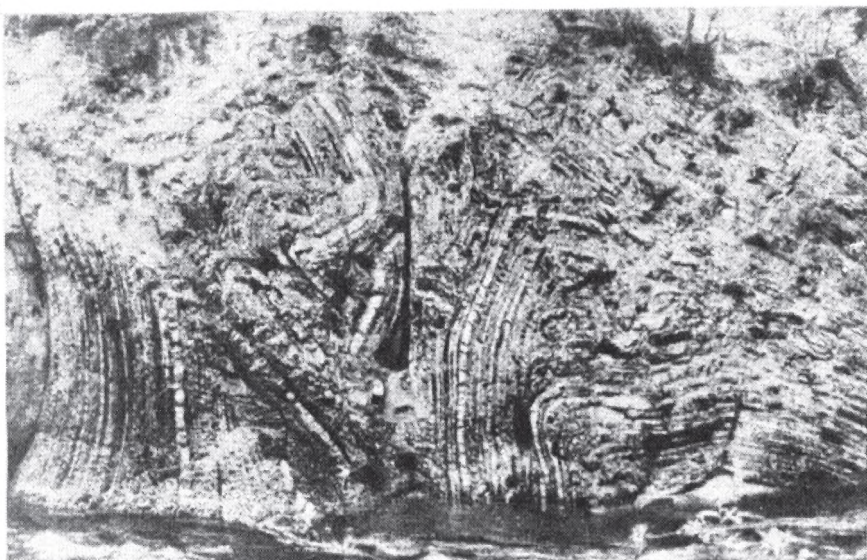
Формирование надви́гов вблизи и непосредственно на контакте вулканитов с нижним доверхнемеловым структурным комплексом, обусловило во многих случаях опрокидывание складок этого комплекса на северо-запад, чем, собственно, и объясняется юго-юго-восточное падение валанжинских отложений. Характер деформаций нижнего комплекса вблизи контакта с вулканитами детально изу-

чен в разрезе по р. Кеме и ее правому притоку, где распространены алт-альбские терригенные отложения. Здесь в цокольной террасе на протяжении около 10 км наблюдается зона чешуйчатых надвигов, сместители которых под разными углами падают на юго-юго-восток, а разнообразные по морфологическим признакам складки опрокинуты на северо-северо-запад (рис. 36). Складки заслуживают специального описания, но мы ограничились лишь ссылкой на рисунки (рис. 36, 37), которые, по-видимому, дадут читателю достаточно полное представление о стиле пликативных деформаций в пределах Сихотэ-Алинской надвиговой зоны. Сложная складчатость сопровождается здесь многочисленными и разнообразными по морфологическим признакам разрывами. Наряду с крутыми широко развиты пологие разрывы, сместители которых обычно наклонены на ЮЮВ - 10-40° и выражены одной или несколькими поверхностями скольжения с тектонической штриховкой и (или) зонами дробления, расщепления и глины трения мощностью 1-2 см до 1-5 м. Разрывы, полого наклоненные на юго-юго-восток, сопровождаются складками волочения, опрокинутыми на северо-северо-запад. Юго-восточные крылья этих складок нередко сорваны и надвинуты на противоположные, а по пологим надвигам, косо секущим слоистость, слои часто сдвигаются.

Поверхности скольжения, зачастую сопровождающиеся зонами дробления и глины трения, ограничивают тектонические пластины мощностью до нескольких десятков метров полого наклоненные на юго-юго-восток. В одних случаях пластины дислоцированы относительно слабо и в виде моноклиналей надвинуты на участки интенсивно смятых пород со складками, опрокинутыми на северо-северо-запад. Складки пластинами срезаются, что создает ярко выраженные угловые несогласия тектонической природы (см. рис. 36). В других случаях пластины, ограниченные сверху и снизу пологопадающими на юго-юго-восток надвигами, представляют собой зоны исключительно сложных деформаций - интенсивной и разнообразной складчатости, смятия, будинажа, зон дробления и разрывов, параллельных контактам тектонической пластины. Здесь же наблюдается тектонический меланж из осадочных пород (рис. 38). В процессы сложных деформаций во многих случаях вовлечены малые интрузивные тела и дайки, которые, по-видимому, коагматичны вулканогенному комплексу. Следовательно, формирование надвигов и опрокидывание складок на северо-северо-запад в нижнем структурном комплексе нельзя считать одновременными с седиментацией нижнемеловых отложений.

Главный признак Сихотэ-Алинской надвиговой зоны - опрокинутые на северо-запад складки. Они наблюдаются вблизи кромки вулканогенного комплекса не только в Южном Приморье и в верховье р. Кемы, но, по данным И.К. Пуцина, А.Н. Сясько и других исследователей, и на севере Приморья, что свидетельствует об устойчивости стиля деформаций в пределах надвиговой зоны на значительном ее протяжении.





Р и с. 37. Опрокинутая на северо-запад складка волочения в Сихотэ-Алинской надвиговой зоне. Нижний мел, докольная терраса р. Кемы

Таким образом, зона перехода от интенсивно дислоцированных доверхнемеловых образований нижнего структурного комплекса к образованиям вулканогенного комплекса характеризуется развитием надвигов, сместители которых падают преимущественно на юго-юго-восток. Следовательно, есть основания предполагать, что верхнемеловой – палеогеновый комплекс одновременно и после своего формирования испытывал надвиговые смещения на северо-северо-запад. Это направление смещений подтверждается массовыми замерами тектонической штриховки в вулканитах. В них широко развиты штрихи, ориентированные в направлении северо-северо-запад – юго-юго-восток и погружающиеся под разными углами, в зависимости от падения встречных субширотных надвигов и взбросов. Смещение аллохтонов, ограниченных с флангов крутопадающими субмеридиональными и северо-западными левыми и правыми сдвигами, происходило параллельно субмеридиональному сжатию. При формировании северо-восточных левых сдвигов в доверхнемеловом структурном комплексе, латеральное сжатие было ориентировано в том же субмеридиональном направлении, что свидетельствует о стабильности его ориентировки на протяжении позднего мела – палеогена. Стабильными условиями деформаций была обусловлена тесная генетическая связь между развивающимися северо-восточными левыми сдвигами основания и деформациями вулканогенного чехла. Формирование левых субмеридиональных



Р и с. 38. Тектонический меланж Сихотэ-Алинской надвиговой зоны. Нижний мел, доколывная терраса р. Кемы

и северо-восточных сдвигов, по-видимому, не прекращалось, но в основании они все больше наращивали амплитуду смещений, а в вулканитах, как и складчатость, проявились лишь в начальных формах сдвиговых дислокаций. Дальнейшее формирование северо-восточных левых сдвигов основания привело к трансформации северо-западных и субмеридиональных сдвигов чехла в сбросы и структуры растяжения - раздвиги, благоприятные для рудоло-



кализации и внедрения даек, а наиболее крупные и глубоко проникающие раздвиги способствовали формированию вулканических аппаратов, продукты которых вновь перекрывали сдвиговые дислокации, вуалируя и затрудняя распознавание и изучение.

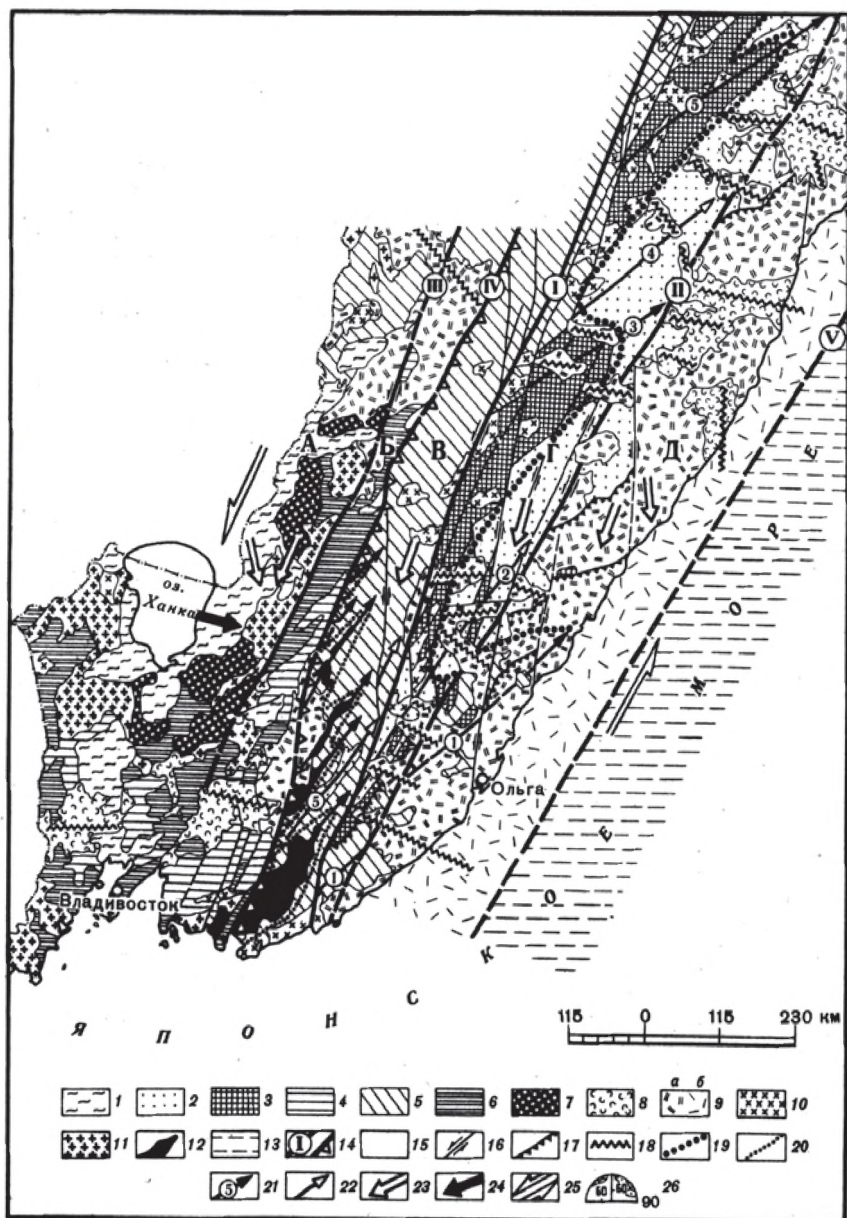
## БЛОКОВО-МОНОКЛИНАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ И СКЛАДЧАТЫЕ СООРУЖЕНИЯ ПРИМОРЬЯ

На существование в пределах Сихотэ-Алиня крупных разломных структур северо-восточного простирания исследователи обратили внимание уже давно. Еще А.З. Лазарев [1939] отмечал, что тектонические движения разбили Сихотэ-Алинь на ряд крупных глыб, вытянутых в северо-восточном направлении. Установленные Н.А. Беляевским и Ю.Я. Громовым [1955] так называемые Западный и Центральный Сихотэ-Алинские швы были уже конкретными структурами северо-восточного простирания и по своим характеристикам отвечали понятию глубинных разломов А.В. Пейве. Позднее Б.А. Иванов [1961], выделив Западный и Восточный блоки, установил, что разделяющая их граница — Центральный Сихотэ-Алинский разлом является левым сдвигом с амплитудой латерального смещения до 200 км.

Наши исследования подтвердили блоковое строение Приморья, обусловленное длительным развитием северо-восточных и субмеридиональных левых сдвигов<sup>1</sup> разных порядков. В основу деления сдвигов на разнопорядковые положены их протяженность, длительность развития, амплитуда латерального смещения и роль сдвигов в формировании смежных блоков. Выделяются сдвиги первого и второго порядков. К сдвигам первого порядка (рис. 39) относятся Центральный, Восточный и параллельные им Береговой, Приморский и Западно-Сихотэ-Алинский разломы, которые на определенных этапах развития также, по-видимому, играли большую роль в сдвиговых дислокациях. Протяженность сдвигов до 1000 км, ширина ограниченных ими блоков 40–100 км. Суммарная амплитуда левых смещений достигает нескольких сотен километров. Сдвиги первого порядка — глубинные разломы, характеризующиеся геологической и геофизической контрастностью соприкасающихся по ним блоков.

Блоки первого порядка рассечены сдвигами второго порядка — Микулинским, Арминским, Березовским, Меридиональным и другими (см. рис. 21). Эти сдвиги менее протяженные (несколько сотен километров) субмеридиональные, к сдвигам первого порядка ориентированы чаще всего косо. Так же как и сдвиги первого порядка, они являются глубинными разломами и достигают, а в от-

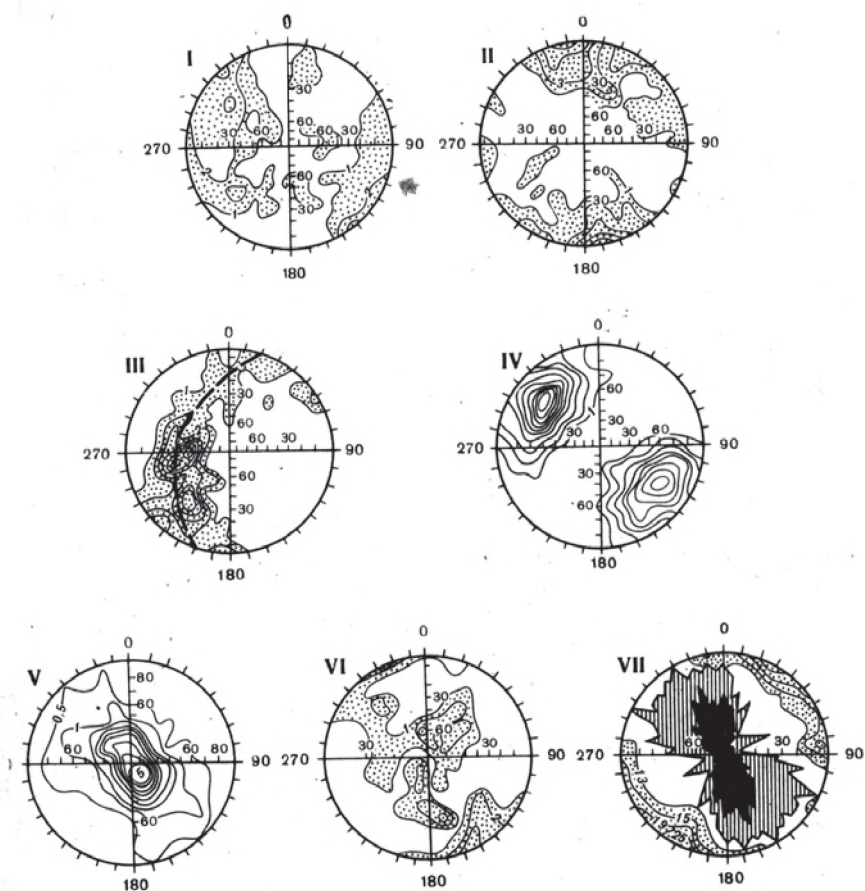
<sup>1</sup> Здесь и далее в понятие сдвиг входят и сдвиговые зоны.



Р и с. 39. Геолого-тектоническая схема Приморья

1 - третичные континентальные отложения; 2 - готерив-альбские терригенные отложения; 3 - берриасовые и валанжинские преимущественно терригенные отложения, а в пределах Прибрежного, Бикинского антиклинориев и к западу от Центрального разлома, также прибрежно-морские, континентальные и вулканогенные;





4 - мезозойские прибрежно-морские и континентальные отложения; 5 - средне-верхнепалеозойско-триасово-юрские нерасчлененные спилито-кремнисто-терригенные образования; 6 - средне-верхнепалеозойские преимущественно континентальные (в том числе и вулканогенные) и прибрежно-морские отложения; 7 - архейско-нижнепалеозойские образования; 8 - неогеновые андезиты, андезито-базальты; 9 - поздне меловые-палеогеновые вулканогенно-осадочные образования и коагматические с ними интрузии на суше (а) и в пределах шельфа (б); 10 - поздне меловые гранитоидные массивы; 11 - палеозойские гранитоидные массивы; 12 - комплекс "габброидов"; 13 - кора субокеанического типа; 14 - главнейшие разломы (сдвиги) Приморья, цифры на схеме: I - Центральный Сихотэ-Алинский, II - Восточный, III - Западно-Сихотэ-Алинский, IV - Приморский сдвиго-надвиг, заложившийся как надвиг, V - Береговой; 15 - блоки, ограниченные сдвигами

дельных случаях и пересекают границу Мохо. Однако контролируемые ими узкие блоки (ширина 10–20 км) смещены относительно друг друга не более чем на 35–40 км и структурно-фациальными характеристиками практически не различаются. Строение сдвигов второго порядка и закономерности тектонического развития соответствующих блоков рассмотрены уже достаточно подробно, поэтому остановимся на характеристике сдвигов и блоков только первого порядка (см. рис. 39).

Береговой разлом, ограничивающий Прибрежный блок с востока, проходит по дну Японского моря вдоль прямолинейного континентального склона, к востоку от которого развита кора субокеанического типа. Разделение континентальной коры шельфа и океанической коры впадины Японского моря крупным глубинным разломом подтверждается сменой типов волновых полей и резким изменением мощности земной коры по обе стороны от него [Аргентов и др., 1976]. Разлом практически не изучен; ориентировка

---

#### Окончание подписи к рис. 39

первого порядка, буквы на схеме: А, Б – блоки Ханкайского массива, В – Западный, Г – Восточный, Д – Прибрежный; 16 – сдвиги второго порядка; 17 – надвиги; 18 – оси установленных и предполагаемых раздвигов и сбросо-раздвигов; 19 – восточная граница площадного развития доготерив-альбских образований; 20 – генерализованный контур замыкания антиклинориев, в ядрах которых эродированы образования "габброидного" (офиолитового) комплекса; 21–22 – оси структур, стрелка указывает направление их погружения; 21 – антиклинориев (цифры на схеме: 1 – Прибрежного, 3 – Бикинского, 5 – Хорского и других в пределах Западного блока), 22 – синклинориев (2 – Центрального, 4 – Самаргинского, 6 – Крайнего); 23–24 – преимущественное направление латерального перемещения масс: 23 – в мезозое-кайнозое, 24 – в палеозое; 25 – главные направления относительного латерального смещения масс в мезозое-кайнозое в зоне перехода от континента к океану (левый сдвиг); 26 – диаграммы статистического анализа, цифры на рисунке: I–II – ориентировка штрихов скольжения палеозойского (I, замеров – 1206) и мезозойского (II, замеров – 530) этапов смещения масс по зоне Приморского разлома, III – ориентировка шарниров складок чешуйчатых надвигов, параллельных Приморскому разлому, замеров – 197, IV–V – ориентировка слоистости (IV – в складчатом доверхнемеловом основании вулканитов в пределах Прибрежного блока, замеров – 4678, V – в вулканическом поясе, замеров – 1921), VI – ориентировка штрихов скольжения в породах вулканического пояса, замеров – 570, VII – суммарные розы простирания рудных тел (черное) и даек основного и среднего состава (заштриховано), совмещенные с диаграммой штрихов скольжения в породах доверхнемелового складчатого основания, замеров – 6265

его параллельно Центральному и Восточному разломам предполагает идентичность их сдвиговой природы.

Восточный разлом ограничивает Прибрежный блок с запада [Уткин, 1977а]. Он описан в разделе "Сдвиговые зоны...", поэтому повторим лишь основные его характеристики. Разлом грубо совпадает с западной кромкой Восточно-Азиатского вулканического пояса и трассируется по простиранию СВ -  $28-30^\circ$  более чем на 700 км. На поверхности он представлен сдвиговой зоной, ширина которой 5-15 км. В зоне локализуются интрузии основного состава, что указывает на ее значительную глубинность. По данным ГЗС, зона разлома наклонена на юго-восток под углом  $60^\circ$  и достигает поверхности Мохо на глубине 35 км. Максимальная суммарная амплитуда левого сдвига по зоне около 75 км. Основные горизонтальные смещения по разлому произошли в позднем мелу - палеогене.

Центральный Сихотэ-Алинский разлом выделен Н.А. Беляевским и Ю.Я. Громовым [1955] как шов, который отделяет область распространения верхнепалеозойских отложений Главного Сихотэ-Алинского антиклинория от территории, занятой мощными толщами мезозоя - синклинойной структуры Восточного Сихотэ-Алиня. По мнению названных исследователей, западнее этого структурного шва в триасе, юре и большей части мела располагалась область размыва, а восточнее простиралась область осадконакопления; простирание шва считалось согласным с простиранием верхнепалеозойских и мезозойских складчатых структур Сихотэ-Алиня, природа - надвиговая, с амплитудой вертикального смещения не менее 4000-5000 м. По своим характеристикам шов отвечает глубинным разломам А.В. Пейве.

Как крупный сдвиг на восточной окраине Азиатского континента Центральный Сихотэ-Алинский разлом был впервые описан Б.А. Ивановым [1961, 1972]. Разлом протягивается в направлении СВ -  $20-25^\circ$ . По простиранию он прослежен более чем на 700 км и характеризуется геологической контрастностью соприкасающихся по нему блоков. По данным ГЗС, разлом крутой и проникает на глубину до 40 км [Аргентов и др., 1976]. Возникновение его, вероятно, связано еще с раннемезозойскими (юрскими) деформациями, но главные смещения по нему произошли в позднем мелу. Левый сдвиг доказывается анализом структур, амплитуда определена по смещению фациальных зон нижнемеловых отложений и расчлененных разломом частей позднемеловых гранитоидных массивов. В первом случае она оценивается предположительно в 150-200, во втором - в 60-100 км.

Разлом хорошо выражен морфологически. Он представлен зоной разрывов мощностью до 5 км, среди которых почти всегда выделяется главный, прямолинейность которого указывает на крутое, близкое к вертикальному падение его поверхности. Разрывы сопровождаются тектоническими брекчиями, миллионитами и ультрамилонитами с редкими реликтами первичной породы [Иванов,

1961, 1972]. В зоне разлома местами наблюдаются габбро, порфириты, спилиты, подвергшиеся интенсивному динамометаморфизму и превращенные в гнейсы. Позднемеловые интрузии также интенсивно раздроблены, катаклазированы и милонитизированы. Оси складок в плане флексурно изогнуты. В зоне разлома местоорождений практически нет, но он разделяет блоки с разной рудонасыщенностью. Практически повсеместно разлом является западной границей распространения геосинклинальных нижнемеловых отложений.

Приморский разлом как цельная сквозная структура впервые описан Л.А. Невוליным и Б.Д. Чемерисом [1968] совместно с Г.К. Шило и В.В. Кучуком [1968]. Большое значение линейменту, практически полностью совпадающему с Приморским разломом, придавал Б.А. Иванов [1960, 1961], считающий его восточной границей Ханкайской структурно-фациальной зоны.

Приморский разлом протягивается от морского побережья в устье р. Партизанской и далее на северо-восток более чем на 900 км при ширине до 35 км. На севере в пределах Хабаровского края он, возможно, сочленяется с Центральным Сихотэ-Алинским сдвигом. Разлом сопровождается многочисленными зонами дробления, интенсивного расщепления и смятия. Почти на всем протяжении он отграничивает геосинклинальные отложения среднего и верхнего палеозоя от прибрежно-морских и континентальных толщ. Разлом является также восточной границей распространения мезозойских прибрежно-морских и континентальных образований. Как граница, разделяющей области с различным геологическим строением и развитием, зоне Приморского разлома придается большое значение.

Приморский разлом, четко выделяющийся в магнитом поле, разделяет [Шило, Кучук, 1968] две региональные аномальные области. Западной области соответствуют слабо отрицательное (реже слабо положительное) магнитное поле, Восточной — преимущественно отрицательное. Границей между ними служит зона линейных изометричных положительных магнитных аномалий, которые интерпретируются как интрузивные тела основного и ультраосновного состава, заполняющие глубокие трещины в земной коре. И.И. Берсенева [Берсенева и др., 1977] эти образования считает офиолитами, представленными серпентинитами, дунитами, перидотитами, пироксенитами, трактолитами. На сейсмологическом разрезе земной коры по профилю Бикин — Великая Кема [Аргентова и др., 1976] Приморский разлом выражен зоной, падающей на восток под углом 45–50°. По этой зоне проходит разрыв и вертикальное (надвиг) перемещение глубинных сейсмических границ, в том числе и поверхности Мохо, на 2 км.

В зоне Приморского разлома выделяются более мелкие: Партизанский, Западно-Партизанский, Арсеньевский и прочие разломы, которые изучались А.И. Бурдэ, Л.А. Невוליным, В.О. Соловьевым [1963], И.И. Берсенева [1964], Л.А. Невוליным, Б.Д. Чемери-



сом [1968], Г.К. Шило, В.В. Кучуком [1968], А.А. Врублевским [1971], Н.Г. Мельниковым [1973], Ф.Р. Лихтом [1973] и другими исследователями.

Приморский разлом - это глубинный долгоживущий разлом, заложившийся не позднее среднего палеозоя. В различные геологические эпохи по разлому осуществлялись сбросовые, взбросо-сдвиговые и сдвиговые смещения. По материалам В.М. Чмырева (бассейн р. Бикин), северный участок разлома может быть классифицирован как надвиг, представленный зоной сближенных нарушений северо-восточного простирания мощностью до 1000 м с падением ЮВ -  $40^\circ$ . Это обстоятельство и анализ геолого-геофизических материалов послужило И.И. Берсеневу основанием считать Арсеньевский разлом крупным надвигом, по которому мезозойские породы надвинуты в северо-западном направлении на 20-25 км на палеозойские [Берсенев, 1964; Берсенев и др., 1977].

Южный фланг Приморского разлома характеризуется [Неволин, Чемерис, 1968; Врублевский, 1971; и др.] необычайно сложным тектоническим строением. Здесь выделяется своеобразная переходная полоса, в которой бражискладчатость западных участков сменяется линейной складчатостью восточных районов. По мнению С.А. Музышева (1931 г.), А.И. Савченко (1936г.), В.Н. Верещагина (1943 г.) и других исследователей, в зоне разлома особенно интенсивны разрывные нарушения, представляющие в большинстве случаев серию чешуйчатых надвигов с падением ЮВ -  $65-70^\circ$ ; к юго-западу они выполаживаются до  $25-45^\circ$ . Надвиг сопровождается мощными (до 200 м) четко выраженными зонами дробления и смятия. На южном фланге, в полосе шириной 2,5-3 км, угленосный нижний мел, обычно залегающий полого и сравнительно мало нарушенный, вследствие надвигания на фундамент смят в узкие линейно вытянутые складки и разорван многочисленными нарушениями. В позднем мелу разлом проявился и как левый сдвиг [Врублевский, 1971].

Учитывая сложность тектонических дислокаций, связанных с движениями по Приморскому разлому, мы попытались выявить основные закономерности перемещения масс, происходившие в процессе длительного формирования этой крупной разломной структуры. Исследовалась серия чешуйчатых надвигов, расположенных к западу от Приморского разлома и, судя по их морфологии и пространственной ориентировке, развивавшихся синхронно с ним. В хорошо обнаженных береговых обрывах наблюдается вулканогенно-осадочная интенсивно дислоцированная путятинская свита силурийско-девонского (?) [Геология СССР, 1969] или рифейского (?) [Мельников, 1973; и др.] возраста. На этой свите, прорванной среднепалеозойскими (?) габбро-диоритами, с резким несогласием почти горизонтально залегают прибрежно-морские отложения триаса и юры. Отмечается широкое развитие чешуйчатых сдвиго-надвигов, наклоненных на юго-восток параллельно зоне Приморского разлома. Подавляющее большинство смести-

телей нижнего структурного комплекса перекрыто триасово-юрскими отложениями, которые законсервировали древние следы тектонических движений масс, отражающих особенности домезозойского этапа дислокации. Статистический анализ замеров тектонических штрихов (см. рис. 39, диаграмма I) показал, что смещение масс в палеозое было преимущественно в западно-северо-западном направлении и, по-видимому, происходило главным образом по серии чешуйчатых надвигов в условиях латерального сжатия в направлении СЗ - 290-300°. В раннем мезозое часть надвигов была перекрыта, в позднем мезозое по некоторым из них движение возобновилось и произошли разрыв и смещение триасово-юрских отложений, перекрывающих надвиги. Следы древних смещений при этом были затушеваны, а более поздние свидетельствуют о том (см. рис. 39, диаграмма II), что последующие движения по надвигам были также пологими, но ориентированными уже в субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Следовательно, сформированные в палеозое надвиги в результате смены динамических условий в мезозое были трансформированы в левые взбросо-сдвиги и сдвиги. Наклоненные на восток-юго-восток аллохтонные пластины, смещаясь на северо-северо-восток, сминались в складки с погружающимися на восток-северо-восток шарнирами. Такой план деформаций и последовательность его развития подтверждается не только анализом тектонической штриховки (см. рис. 39, диаграммы I, II), но и массовыми замерами шарниров складок (диаграмма III). Замеры шарниров группируются в пояс, который, по-видимому, отражает восточно-юго-восточное падение смятой в складки системы чешуйчатых надвигов. Положение максимумов пояса свидетельствует о погружении шарниров складок преимущественно на восток-северо-восток под углами 30-40°. Эти материалы позволяют предполагать, что в отложениях, надвинутых по системе чешуйчатых надвигов широко распространены структурные рисунки, обусловленные косым срезом погружающихся на северо-восток складок. Наличие к востоку от Приморского разлома складчатых сооружений, погружающихся на северо-восток, подтверждается геолого-структурным анализом этой площади (см. рис. 39).

Крупнейшим разломом Приморья, определившим его блоковое строение, является Западно-Сихотэ-Алинский, выделенный Н.А. Беллевским и Ю.Я. Громовым [1955]. Ориентированный в направлении СВ-30° этот разлом на большом протяжении ограничивает протерозойско-кембрийские образования Ханкайского массива и контролируется цепью палеозойских гранитоидных интрузивных массивов. Морфо-кинематическая характеристика разлома не изучена. Однако, учитывая его закономерное положение в системе северо-восточных разломов с установленной историей развития, можно предположить, что и Западно-Сихотэ-Алинский разлом развивался в сходных динамических условиях.

Обобщая краткую характеристику крупнейших разломов Приморья, следует прежде всего подчеркнуть закономерность последовательности зарождения и развития этих структур в направлении с запада на восток. Так, Западный Сихотэ-Алинский разлом на значительном протяжении является восточной границей протерозойско-кембрийских образований, сформированных, вероятно, с участием этой структуры. Приморский разлом почти на всем протяжении разделяет блоки, сложенные палеозойскими породами прибрежно-морского и континентального генезиса и разновозрастными геосинклинальными отложениями, развитыми восточнее этого разлома. Центральный Сихотэ-Алинский разлом играл роль западной границы нижнемеловой геосинклинали, Восточный - ограничивал с запада область развития верхнемелового - палеогенового комплекса. Береговой разлом, возможно, отражая роль этих структур на ранних стадиях их зарождения, ограничивает с востока континент (область размыва и континентального, и прибрежно-морского осадконакопления), отделяя его от расположенной восточнее коры субокеанического типа, с возможно эвгеосинклинальным типом осадконакопления. Блоки, как и ограничивающие их разломы, характеризуются такой же направленной с запада на восток последовательностью зарождения и развития. Ниже приводится краткая геологоструктурная характеристика наиболее крупных блоков.

Прибрежный блок (см. рис. 39) контролируется Береговым и Восточным разломами, ориентированными в направлении СВ-30°. Длина блока более 800 км, ширина - около 100 км, мощность земной коры в его пределах 26-35 км. Границами блока в Приморье ограничивается Восточно-Азиатский вулканический пояс. В магнитном поле Прибрежный блок выражен аномалиями от близких к нулю до повышенных, развитых вдоль береговой линии. Аномалии обычно удлиненных очертаний, ориентированы параллельно простиранию блока. В пределах блока проходит одноименная зона интенсивного градиента силы тяжести, обусловленная фронтальным подъемом коровых и мантийных базитовых минеральных ассоциаций [Кулинич, 1976].

Прибрежный блок на поверхности практически повсеместно сложен верхнемеловыми и палеогеновыми осадочно-вулканогенными образованиями Восточно-Азиатского пояса - структурного элемента Сихотэ-Алиня, наложенного на интенсивно дислоцированное доверхнемеловое основание. Они образуют сложный структурно-фациальный комплекс, состоящий из вулканических и вулканотектонических построек, эффузивных, туфовых и континентальных осадочных стратифицированных толщ и экструзивных тел. Широко развиты впадины, кальдеры проседания, вулканотектонические структуры до 50 км в поперечнике [Бураго и др., 1968; Рыбалко, 1968], контролирующие пространственное положение соседних глубоко проникающих раздвигов. С миогеосинклинальными морскими отложениями мела и более древними породами, этот комплекс имеет тектонические, эруптивные или резко несогласные седиментационные контакты.

Нижняя часть комплекса представлена континентальными и вулканогенно-осадочными образованиями с растительными остатками сеноман-туронского возраста и эффузивами главным образом среднего состава. Осадконакопление происходило в разбросанных бассейнах, мощность отложений несколько сотен метров.

Выше залегают вулканы преимущественно кислого состава (эффузивы, туфы, игнимбриты и др.) и вулканогенно-осадочные отложения с остатками растений предположительно сеноман-датского возраста, мощностью до 1000 м.

Верхнюю часть комплекса слагают дант-палеоценовые лавы и туфы в основном среднего состава, которые перекрыты преимущественно кислыми лавами и туфами. К этому же возрасту относятся континентальные кое-где слабо угленосные осадки и вулканогенно-осадочные толщи. Мощность отложений обычно 200-300 м, иногда несколько больше.

Комплекс в целом на основании растительных остатков можно датировать сеноман-палеоценом, суммарная мощность отложений достигает 5000 м [Фремд, 1969; Геология СССР, 1969].

Палеогеновые отложения распространены на небольших участках в виде покровов мощностью 200-500 м. Они представлены либо основными и средними лавами (миндалекаменные андезитобазальты, андезиты, базальты, туфы и туффиты), либо кислыми (липариты, туфы, стекла). Редже палеогеновые породы залегают в депрессиях (сбросо-раздвигих) и состоят из конгломератов, галечников, песчаников, песков, глинистых и углистых сланцев континентального генезиса, мощность которых не превышает 400 м.

С вулканами территориально и, вероятно, генетически связаны позднемиоценовые-палеогеновые интрузивные породы (вулканоплутоническая ассоциация). Наиболее широко распространены интрузивные породы кислого состава, редже встречаются интрузии среднего состава. Породы основного состава редки и обычно контролируют глубинные раздвиги. Интрузии кислого состава образуют довольно крупные массивы, представленные гранитами, гранодиоритами, гранит-порфирами, гранит-аллитами, гранодиорит-порфирами, граносиенитами, кварцевыми и фельзитовыми порфирами. Часто они трудно отличимы от экструзивных образований, а иногда наблюдается постепенный переход от гранита к липариту.

Вулканогенный комплекс деформирован относительно слабо и в целом моноклиально наклонен на восток. Западная его граница (Сихотэ-Алинский хребет) расположена гипсометрически выше восточной, скрытой под водами Японского моря и прослеживающейся в пределах шельфа и материковой отмели вдоль побережья Приморья [Красный, 1970]. Моноклиальным падением вулканогенного комплекса на восток объясняется прямолинейность современной береговой линии (см. рис. 39). Западная окраина моноклинали имеет более глубокий эрозийный срез, поэтому здесь вскрываются корни вулканитов с крутопадающими тектоническими и эруптивными контактами, рвущие осадочные довержнемеловые



складчатые образования нижнего структурного комплекса и отражающие положение глубоко проникающих раздвигов. Раздвиги занимают северо-западный сектор и ориентированы от субширотного простирания до субмеридионального. Наряду с микрораздвигами, выполненными дайками разного состава и рудными течами, выявлены долгоживущие крупные раздвиги, контролирующие пространственное положение и развитие вулкано-тектонических структур.

Многочисленны примеры срыва вулканогенного комплекса с основания. Срывы в виде навигов наблюдаются на разных уровнях, но в основном вблизи зоны структурного несогласия между вулканитами и складчатым основанием. Преимущественное латеральное смещение масс вулканитов ориентировано в субмеридиональном направлении, нормально которому развита зачаточная линейная складчатость восток-северо-восточного простирания. Пологие крылья складок зачастую осложняются встречными надвигами, ориентированными косо к северо-восточным и субмеридиональным левым сдвигам и отражающим одну из форм осдвиговых дислокаций в пределах вулканогенного чехла. Субмеридиональные и северо-восточные сдвиговые зоны здесь проявлены в зачаточных формах. Важной особенностью деформаций в целом моноклинально залегающих верхнемеловых-палеогеновых вулканогенных образований Прибрежного блока, являются сдвиговые дислокации ранней стадии развития, происходившие в условиях субмеридионального латерального сжатия.

Восточный блок ограничен одноименным и Центральным Сихотэ-Алинским сдвигами (см. рис. 22, 39). Длина блока более 700 км, ширина - около 100 км, мощность земной коры - 36-42 км. Аномалии магнитного поля блока характеризуются значениями, близкими к нулю, на фоне которых выделяются зоны положительных аномалий. В гравитационном поле блок выделяется областью пониженных и минимальных значений, на фоне которых наблюдаются и значительные положительные гравитационные аномалии.

Восточный блок с поверхности сложен преимущественно миогеосинклинальным комплексом нижнемеловых терригенных отложений, несогласно перекрывающих более древние эвгеосинклинальные образования и, так же как и они, интенсивно смятых в складки северо-восточного простирания. Верхнепалеозойские отложения здесь распространены на небольших площадях, в основном в пределах Бикинского и Прибрежного антиклинориев.

В Бикинском антиклинории верхнепалеозойские отложения, представленные песчаниками, кремнистыми алевролитами, яшмами, порфиритами и их туфами и известняками мощностью около 3000 м, перекрываются триасово-юрскими алевролитами, полимиктовыми песчаниками, кремнистыми и глинистыми сланцами, мощностью до 6000 м.

Палеозойские отложения Прибрежного антиклинория эродированы в пределах одноименного и Восточного блоков. Здесь в основании стратиграфического разреза лежат каменноугольные и

пермские отложения, представленные алевролитами, песчаниками, кремнисто-глинистыми сланцами, яшмами, спилитами и известняками. Мощность этих отложений около 2000 м [Никитина, 1968]. Верхняя часть сложена песчаниками, алевролитами и известняками общей мощностью около 600 м. Они перекрываются мощной (до 600 м) толщей песчаников, алевролитов, кремнистых пород и известняков триасового и юрского возраста. Нижнемеловые отложения лежат с резким угловым несогласием на размытых слоях перми, триаса и юры и представлены таухинской и ключевской свитами алевролитов, песчаников, гравелитов и конгломератов, общей мощностью около 3000 м [Геология СССР, 1969; Коновалов, 1971]. Выше несогласно залегает верхнемеловой-палеогеновый осадочно-вулканогенный комплекс.

На большей части Восточного блока развиты нижнемеловые терригенные отложения, наиболее мощные толщи которых (до 11 000 м) наблюдаются в пределах Центрального и Самаргинского синклинориев. В нижней части разреза залегают берриас-валантинские песчаники и алевролиты с прослоями кремнистых пород, конгломератов и порфиринов (таухинская и ключевская свиты). Они со скрытым несогласием перекрываются готерив-альбскими переслаивающимися песчаниками и алевролитами с редкими прослоями кремнистых пород. Выше залегает алт-раннеальбская уктурская свита песчаников и алевролитов с прослоями конгломератов, еще выше - лужинская свита песчаников и алевролитов средне-верхнеальбского возраста. Общая мощность разреза достигает 11 000 м.

Доверхнемеловой складчатый комплекс в пределах Восточного блока пронизан многочисленными раздвигами. Наряду с небольшими раздвигами, выполненными дайками разного состава и рудными жилами, широко развиты крупные, компенсированные верхнемеловыми - палеогеновыми интрузиями, экструзивными и осадочно-вулканогенными образованиями. Некоторые из сбросо-раздвигов контролировали развитие депрессий (например, Верхнебикинской), выполненных третичными континентальными отложениями, мощность которых не превышает 400 м.

В пределах Восточного блока позднемеровые интрузивные породы локализуются преимущественно в дотерив-альбских отложениях и, вероятно, компенсируют скрытые раздвиги. Все типы раздвигов (эндогенные, экзогенные и эндогенно-экзогенные) ориентированы преимущественно в северо-западном направлении (от субширотного до субмеридионального) и отражают ориентировку структур растяжения деструктивного этапа сдвиговых дислокаций.

Восточный блок рассечен системой субмеридиональных и северо-восточных левых сдвигов второго порядка (Микулинский, Арминский и др.). В целом для него характерен обширный комплекс сдвиговых дислокаций высокого уровня развития. Закономерности разрывных сдвиговых дислокаций описаны ранее. Подробнее остановимся на складчатых формах их проявления.

Геолого-структурный анализ материалов геологического картирования показывает, что к востоку от Центрального Сихотэ-Алинского разлома наряду со складками высоких порядков развиты и складки значительных размеров. Существование здесь крупных складок доказывается прослеживанием литологически разновозрастных терригенных формаций в виде относительно узких прямолинейных полос на расстоянии более 100 км. В центральном Сихотэ-Алине это кремнисто-терригенная толща, конгломератовая толща с ауцеллинами и конгломерато-туфогенная с ауцеллами (см. рис. 21). Эти складки по своим масштабам отвечают рангу синклинорий и антиклинорий структур, подобных уже известным в Приморье Прибрежному антиклинорию и Украинскому синклинорию.

Прибрежный антиклинорий и Украинский синклинорий погружаются в северо-восточном направлении. Это положение подтверждается статистическим анализом массовых замеров шарниров мелких складок и погружением в этом же направлении Сихотэ-Алинского и Приморского батолитов. Складки с наклонными шарнирами косо срезаются эрозивной поверхностью. Косые срезы складок, отражая их перекинальное или центрокинальное замыкания, характеризуются волнообразной конфигурацией контактов слагающих их пород. Направленность выпуклости волнообразного рисунка на северо-восток создается при погружении антиклинорий, на юго-запад — синклинорий. По этому признаку мы попытались выявить к востоку от Центрального разлома крупные складчатые сооружения [Уткин, 1977а]. Анализировалась конфигурация восточной границы валанжинских и берриасовых палеонтологических охарактеризованных морских отложений. На геологических картах отчетливо видно, что эта граница закономерно волнистая (см. рис. 22, 39), полностью соответствующая рисунку границ чередующихся антиклинорий и синклинорий структур, погружающихся на северо-восток и косо срезанных эрозивной поверхностью. В Восточном Приморье и примыкающей части Хабаровского края, кроме Прибрежного антиклинория, выделяются Бикинский и Хорский антиклинории и разделяющие их Центральный и Самаргинский синклинории. Конфигурация Анюйского блока (Хабаровский край) полностью соответствует косому срезу крупного антиклинория, погружающегося на северо-восток и ограниченного с запада Центральным разломом.

Таким образом, Главный Сихотэ-Алинский синклинорий представляется нам не как узкий прогиб, прослеживающийся вдоль Центрального разлома и ограниченный с востока Прибрежным антиклинорием [Геология СССР, 1969], а как область чередования антиклинорий и синклинорий структур (расстояние между их осями от 40 до 90 км), погружающихся на северо-восток и различающихся комплексом геолого-структурных признаков.

Антиклинории сложены преимущественно валанжинскими и берриасовыми терригенными отложениями. В ядрах структур эродированы позднепалеозойские и триасово-юрские карбонатно-кремни-

то-терригенные образования и крупные батолиты, погружающиеся согласно со складками на северо-восток. Концентрация кислых интрузивов здесь столь значительна, что Ю.Н. Размахнин [Размахнин, Размахнина, 1969] объединил в Бикинском антиклинории пространственно сближенные интрузии и поля роговиков в единый криптобатолит. В ядрах антиклинориев иногда наблюдается брахиформная складчатость, блоковая тектоника, многочисленные дайки и вулканогенные образования. Все это характерно для областей растяжения, в данном случае связанных с формированием сводов антиклинориев. В связи с погружением антиклинориев на северо-восток глубина их эрозионного среза в юго-западном направлении увеличивается, и, как отмечалось, постепенно вскрываются уровни все с более и более высокотемпературной минерализацией — оловянно-полиметаллической в северо-восточных частях антиклинория, существенно вольфрамовой — в юго-западных.

В ядрах синклинорных структур залегают морские отложения нижнего мела. К осевым частям тяготеет лунжинская свита средне-позднеальбского возраста. В пределах структур развиты линейные тесно сжатые складки, шарниры которых погружаются преимущественно на северо-восток.

Формирование синклинорных и антиклинорных структур в пределах раннемеловой области осадконакопления, по-видимому, было конседиментационным и на каких-то этапах развития антиклинории становились областями размыва, продукты которого компенсировали прогибы смежных синклиналиных структур. Свидетельством одного из циклов интенсивного воздымания Бикинского и Прибрежного антиклинориев, по-видимому, являются толщи аптальбских конгломератов, распространенные в Центральной синклинории (см. рис. 21).

Процесс формирования конседиментационных синклинорных и антиклинорных структур представляется нам с позиций сдвиговых смещений по Центральному и другим северо-восточным разломам в следующем виде. В результате латерального смещения Восточный блок сминался в складки, воздымались антиклинории (Прибрежный, Бикинский, Хорский), где отлагались мелководно-прибрежные глубообломочные фации, такие как туфогенно-конгломератовые толщи с ауцеллами Бикинского антиклинория, и отложения конгломератов, песчаников и алевролитов с богатым комплексом берриас-валанжинских растений Прибрежного антиклинория, лежащие с резким угловым несогласием на отложениях перми, триаса и юры. В отдельные периоды антиклинории становились областями размыва. Сдвиговые смещения, продолжавшиеся по северо-восточным разломам, обусловили дальнейшее воздымание и расширение антиклинорных структур; синклинории при этом сжимались и площадь седиментации в пределах Восточного Приморья сокращалась.

Развитие конседиментационных антиклинорных структур вызвало миграцию береговой линии, и, следовательно, смену фаций в направлении, нормальном к осям синклинориев. Береговая ли-



ния мигрировала также и в направлении осей погружающихся на северо-восток структур. Смена фаций вдоль оси Центрального синклинория особенно четко проявилась в апт-альбе, когда на юго-западе синклинория формировались терригенные толщи уктурской свиты, а на северо-востоке - существенно вулканогенные (Кемская фациальная зона). Уже в апт-альбе здесь, по-видимому, существовали зоны вулканизма, отделявшие подобно островным дугам современных окраинных морей раннемеловой бассейн от океана.

Дальнейшее сдвиговое смещение и связанное с ним складкообразование привели к тому, что на рубеже раннего и позднего мела произошло общее воздымание (сосдвиговая орогения) и замыкание раннемеловой области осадконакопления. Одновременно с воздыманием береговая линия мигрировала в направлении к океану. В конце альба море окончательно покинуло пределы Приморья [Аблаев и др., 1972]. Совпадение во времени основных сдвиговых смещений и воздымания области формирования этик сдвигов прямо указывает на генетическую связь процессов воздымания и складкообразования со сдвигами. На первой стадии развития оси антиклинорных и синклинорных структур ориентировались к сдвигам первого порядка под углом около  $45^{\circ}$  (СВ -  $70-80^{\circ}$ ). В процессе длительных левосдвиговых дислокаций простирание складчатых структур изменилось на близкое к меридиональному (СВ  $30-50^{\circ}$ ) и составило со сдвигами первого порядка угол  $0-25^{\circ}$  (см. рис. 21, 39). Следующий за складкообразованием деструктивный этап сдвиговых дислокаций привел к формированию глубоко проникающих раздвигов и сбросо-раздвигов, значительно нарушивших целостность складчатых сооружений.

Если реконструировать антиклинорные и синклинорные структуры Восточного Приморья, волнистая восточная граница распространения берриас-валанжинских отложений выпрямится и станет параллельной современной береговой линии, что возможно только при моноклинальном падении нижнемеловых отложений на восток. Нижнемеловой комплекс, подобно верхнемеловому-палеогеновому, по мере формирования, по-видимому, приобретал тенденцию к моноклинальному падению в сторону океана. Этим, возможно, и объясняется закономерно наклонное погружение осей складок нижнемеловой моноклинали на северо-восток. Наклонное положение нижнемелового комплекса может быть также связано с его длительными надвиговыми смещениями в северо-северо-западном направлении по поверхности конседиментационного срыва на границе структурного несогласия нижнемеловых и подстилающих отложений, к которой приурочены образования, подобные тектоническому меланку.

Из изложенного следует, что в Восточном Приморье слабо деформированная верхнемеловая - палеогеновая моноклираль залегает несогласно на нижнемеловой моноклинали, претерпевшей интенсивные сдвиговые дислокации. Известный в Западном блоке Окраинский синклинорий, сложенный средне-верхнепалеозойско-триасово-юрским эвгеосинклинальным комплексом, также погружает-

ся на северо-восток, что позволяет предполагать существование еще более древней и интенсивнее смятой в складки моноклинали.

Выводы о моноклиналином строении Восточного Приморья позволяют с иных позиций подойти к структурно-тектоническому районированию Приморья и, в частности, к выделению Главного Сихотэ-Алинского синклиория [Геология СССР, 1969], ограниченного запада по Центральному разлому Западным антиклинорием, с востока - Прибрежным антиклинорием, продолжающимся, по мнению некоторых исследователей, значительно севернее под вулканогенным комплексом. Главный Сихотэ-Алинский синклиорий рассматривается как раздвиг или узкий прогиб между двумя антиклинориями. Мы считаем, что Прибрежный антиклинорий, аналогично Бикинскому и Хорскому, погружаясь на северо-восток, замыкается и под вулканогенным комплексом не продолжается. Прибрежный, Бикинский и Хорский антиклинории и разделяющие их Центральный и Самаргинский синклиории являются крупными складками единой пологой моноклинали с четко выраженным наращиванием разреза в сторону океана. В пользу этого вывода свидетельствует то, что в том же направлении уменьшается интенсивность деформаций, мигрируют вулканотектонические процессы [Красилов, 1972] и идет омоложение интрузивного магматизма. Он подтверждается также изолиниями содержания К и Са в поздне меловых интрузиях, параллельными описанным сдвигам, современной береговой линии и простиранию контактов стратифицированных толщ первичной моноклинали. Причем, содержание К вверх по разрезу моноклинали (в направлении к океану) убывает, а Са - возрастает. Нарачивание в этом направлении кислых интрузивов, возможно, способствовало совместно со складкообразованием расширению области воздымания (а следовательно, и размыва) и миграции бассейнов осадконакопления на восток. Все это в конечном итоге привело к формированию моноклинали, отдельные звенья которой при тенденции к надвиганию на континент последовательно сминались в складки главным образом в результате смещений по северо-восточным и субмеридиональным левым сдвигам.

Постепенное наращивание моноклинали в сторону океана не согласуется с представлениями о синклиорном строении Восточного Приморья и скорее говорит о миогеоклинали [Dietz, Holden, 1966] - структуре, открытой в сторону моря. Формирование Сихотэ-Алинской миогеосинклинали, по-видимому, началось в палеозое и отличалось непрерывно-прерывистым развитием, о чем свидетельствуют установленные здесь структурные несогласия. Осадконакопление происходило в мелководных условиях шельфа, у континентального склона и на смежных частях океанического ложа, что говорит о постепенной миграции миогеоклинали в сторону океана. В этом плане небезынтересно отметить, что вулканы, погруженные под воды Японского моря, перекрываются продуктами размыва этих же вулканитов, занимающих на западе более высокое гипсометрическое положение.

Представление о миеогеосинклинальном строении Приморья подтверждается также строением блоков, сложенных более древними образованиями. Это Западный блок и блоки Ханкайского массива (см. рис. 39).

Западный блок ограничен Центральным Сихотэ-Алинским и Приморским разломами. Ширина его 40-60 км, мощность земной коры - 34-36 км. В магнитном поле Западного блока, близком к нулю, выделяются аномалии повышенной интенсивности обусловленные развитием базитов и гипербазитов. Средний уровень аномалий гравитационного поля антиклинория находится в положительной области.

Блок сложен преимущественно эвгеосинклинальными образованиями. На его южном фланге обнажается среднепалеозойская вангоуская серия, подразделенная на спилито-кремнисто-терригенную (3700 м) и согласную с ней терригенную (2000 м) формации [Мельников, 1973]. Породы дислоцированы интенсивнее других одновозрастных отложений Ханкайского массива. Для них характерны своеобразные образования, известные под названием конседиментационных тектонитов и гидротектонитов [Размахнин, 1961; Мельников, 1971; и др.], по-видимому, сформированные в подвижном прогибе эвгеосинклинального типа.

В центральной части Западного блока развита тудовакская свита [Геология СССР, 1969; Силантьев, 1971; и др.], представленная филлитами, алеврито-глинистыми и углистыми сланцами, микрокварцитами и зеленокаменными породами, кремнисто-глинистыми сланцами с подчиненным количеством алевролитов, песчаников и эффузивов основного состава. Здесь же распространены маляновская, самаркинская, удековская и себучарская свиты (улахинская серия). Маляновская свита представлена кремнисто-вулканогенными (диабазы и их туфы) образованиями, самаркинская - песчаниками, алевролитами, алевролитами с обломками пород, аргиллитами, кремнистыми породами, спилитами, порфиритами, туфами основного состава, известняками. В удековскую свиту объединены зеленовато-серые туфопесчаники, алевролиты и глинистые сланцы, согласно сменяющиеся кремнистыми породами, спилитами, порфиритами и их туфами, алевролитами, глинистыми сланцами, песчаниками и известняками себучарской свиты. На основании микрофаунистического анализа известняков самаркинская свита отнесена к карбону, себучарская - к нижней перми [Геология СССР, 1969]. Возраст других свит устанавливается по положению в разрезе: среднепалеозойский - тудовакской, позднекаменноугольный - удековской. В последние годы в терригенных отложениях, относимых к тудовакской, маляновской, самаркинской и себучарской свитам собраны остатки мезозойской фауны [Иванов; 1972; Елисеева и др., 1977], а в якобы самаркинской свите обнаружены также девонские конодонты [Мазарович, 1978]. Как оказалось, в Западном блоке к верхнему палеозою частично отнесены породы среднего палеозоя и нижнего мезозоя, сходные

по формационному составу. Сходство разрезов позволяет предполагать существование в позднем палеозое и раннем мезозое этого региона весьма близких условий осадконакопления. В вопросах геологического строения Западного блока и возраста отложений единого мнения у геологов нет. Н.Г. Мельников [Мельников, Голозубов, 1977], например, считает, что остатки и палеозойской, и мезозойской фауны содержатся в олистолитах олистостром, сформированных в поздней юре – раннем мелу.

Выше залегают глинистые сланцы, туфосланцы, туфопесчаники, реже кремнистые породы и порфириды ариаднинской свиты, ранне-позднепермский возраст которой устанавливается по ее согласному залеганию на себучарской свите.

Более высокие слои перми обнажаются в Украинском синклинии. Смещенный по серии субмеридиональных левых сдвигов, он прослеживается в пределах Западного блока в северо-восточном направлении на сотни километров. Здесь на улахинской серии [Иванов, 1972] без видимого несогласия лежит горизонт слюдястых песчаников позднепермского возраста. Б.А. Иванов [1972] считает вполне возможным, что известняки, в которых содержится микрофауна, залегают в виде глыб, клипенов и, следовательно, не датируют вмещающие толщи, которые могут быть и мезозойскими.

Триасовые отложения представлены алевролитами и мелкозернистыми песчаниками (мощность менее 1000 м). На них без видимого перерыва лежит толща, состоящая преимущественно из алевролитов со слоями песчаников и спилитов ранне-среднеюрского возраста мощностью около 1000 м. Выше несогласно залегают средне-позднеюрские спилиты, субщелочные базальтоиды и их туфы, туфобрекчии, песчаники, алевролиты, реже известняки мощностью 500-700 м. По мнению Б.А. Иванова [1972], именно средне-верхнеюрские терригенно-кремнисто-вулканогенные отложения распространены шире, чем показано на картах, так как они не везде еще выделены из сходных с ними верхнепалеозойских образований.

Имеющиеся на сегодняшний день материалы показывают, что к востоку от Приморского разлома геосинклиналильные условия осадконакопления сохранялись со среднего палеозоя до юры включительно.

Валанжинские и готерив-сеноманские терригенные отложения в пределах Западного блока распространены незначительно; они залегают более полого и несогласно на юрских и доюрских образованиях. Б.А. Иванов [1972] подчеркивал, что в Западном блоке валанжин представлен другими фациями (по сравнению с фациями Восточного блока), более мелководными и грубообломочными (преимущественно песчаниковыми), а местами переходными к континентальным (с углистыми слоями).

В пределах Западного блока к востоку от Приморского разлома широко распространен комплекс "габброидов", слагающих эшелон крупных массивов (см. рис. 39). Комплекс представлен



преимущественно габбро-амфиболитами, амфиболитизированными габбро и более основными (до ультраосновных), обычно серпентинизированными породами. Сюда же включаются сильно метаморфизованные вулканогенные и даже осадочные образования. Породы комплекса различаются по интенсивности проявленного в них динамотермального метаморфизма. Так, в зоне Приморского разлома они почти всюду катаклазированы и разгнейсованы, а в других районах имеют массивную или слабополосчатую текстуры. "Габброиды" изучали многие исследователи, однако до сих пор не существует единого мнения относительно их возраста, генезиса и структурного положения. В разное время их считали то метаморфическими породами архея, то послевалаанжинскими интрузиями. Контакты этих образований с вангоуской серией чаще всего тектонические, либо осложнены интрузиями основного состава, относительно молодой возраст которых некоторыми исследователями распространялся на весь комплекс "габброидов". Галька "габброидов" встречается в базальных слоях верхнего палеозоя, а нижнедевонские (?) вулканиты лежат на "габброидах" [Мельников, 1973]. Данные о возрасте "габброидов" разноречивы, но в основном они позволяют считать породы основного состава наиболее древними в пределах Западного блока. И.И. Берсенев [Берсенев и др., 1977] считает эти породы офиолитами, которые, как показал А.В. Пейве на примере других регионов, являются реликтами древней океанической коры.

Дислокации Западного блока во многом определены длительностью и закономерностями развития Приморского разлома, палеозойский этап формирования которого характеризуется надвиганием масс по серии чешуйчатых надвигов на запад-северо-запад. Надвиговые дислокации были конседиментационными, что привело к широкому развитию подводно-оползневых образований. Амплитуды аллохтонных смещений, возможно, были значительными. В результате, на Ханкайский массив по Приморскому разлому, по-видимому, был надвинут и комплекс "габброидов". При смене динамокинематических условий аллохтонные пластины, смещаясь уже не на запад-северо-запад, а на северо-северо-восток, в позднем мезозое сминались в складки северо-восточного простирания. Обращает внимание тот факт, что массивы "габброидов", расходясь эшелонированно, в северо-восточном направлении выклиниваются (см. рис. 39). Такое положение полностью отвечает косому срезу антиклинальных складок, погружающихся в этом направлении. Следовательно, есть основание с еще большей уверенностью считать, что массивы "габброидов" — не изолированные и самостоятельно существующие тела, а участки эродированной в антиклиналях шарьяжной пластины (возможно, не одной), надвинутой на консолидированный Ханкайский массив. Подобным образом надвинут, например, офиолитовый комплекс Западного Урала на кристаллический фундамент Восточно-Европейской платформы.

В смятии в складки аллохтонных пластин большую роль играли субмеридиональные и северо-восточные левые сдвиги, по некоторым

из которых горизонтальные смещения достигают 30–40 км (Меридиональный сдвиг). Многочисленные сколы, параллельные крупным сдвигам, расщепленным надвиговым пластинам (гигантский кливан), определили закономерное смещение масс на северо-северо-восток (см. рис. 39, диаграмма II). Сосдвиговые складки зарождались под углом около 45° к сдвигам т.е. субширотно. По мере развития от эмбриональных до изоклинальных и в соответствии с законами левосдвиговых дислокаций эти складки были в плане развернуты до СВ – 30–40°. На крыльях складок северо-восточного простирания развивались многочисленные сосдвиговые надвиги и взбросы, ориентированные косо по отношению к Приморскому и Центральному Сихотэ-Алинскому сдвигам. В результате мощных сдвиговых дислокаций, охвативших в мезозое все Приморье, более древний надвиговый структурный рисунок во многом оказался разрушенным и завуалированным. Реликтами значительных палеозойских шарьяжных дислокаций, возможно, являются развитые к востоку от Приморского разлома зоны тектонического меланжа [Мельников, Голозубов, 1977], в том числе и серпентинитового [Мазарович, 1978]. Однако нельзя исключить, что эти образования могут быть и продуктами мезозойских сосдвиговых надвигов, которые также способствовали формированию чешуйчато-моноклиналичного строения Приморья.

Таким образом, развитые к востоку от Ханкайского массива спилито-кремнисто-терригенные среднепалеозойские – раннемезозойские образования, слагают нижнее звено Приморской моноклинали. Этот комплекс интенсивно дислоцирован, надвинут по Приморскому сдвигу-надвигу на Ханкайский массив и в пределах Восточного блока перекрыт нижнемеловой моноклиналию. Контакт между нижним и средним звеном Приморской моноклинали осложнен шарьяжно-надвиговыми дислокациями.

Самым древним структурным элементом Приморья является Ханкайский массив, расположенный к западу от Приморского разлома. Мощность земной коры здесь около 30–34 км. В гравитационном поле эта область характеризуется максимальными положительными аномалиями силы тяжести, простирающимися в северо-восточном направлении, согласно с генеральным простиранием всего Ханкайского массива. Также ориентировано и положительное магнитное поле этой области. Складчатое основание массива представлено метаморфическим комплексом докембрия и кембрия. Среди них различаются глубоко метаморфизованные раннедокембрийские образования и слабо метаморфизованные толщи позднего докембрия и кембрия. Первые представлены различными гнейсами, сланцами и амфиболитами с отчетливо выраженным северо-западным простиранием. Эти образования сформировались в результате регионального метаморфизма первичных терригенных осадков в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций [Мишкин и др., 1970].

Верхний докембрий представлен метаморфизованными порфиритами, сланцами, мраморами и гравелитами, смятыми в складки также северо-западного простирания.

Палеозойские образования в пределах Ханкайского массива начинаются отложениями кембрия, согласно залегающими на верхнем протерозое [Геология СССР, 1969]. Верхнепротерозойские и нижнекембрийские отложения относятся к карбонатной и терригенно-карбонатно-кремнистой формациям [Липкина, Липкин, 1968], наследующим миогеосинклинальный режим среднего-нижнего протерозоя.

В среднем палеозое Ханкайского массива выделяются прибрежно-морская, наземная вулканогенная и базальная континентальная формации, сформировавшиеся на уже консолидированном фундаменте. Подобные условия осадконакопления сохранились в позднем палеозое и мезозое.

Главная особенность строения Приморья заключается в блоковом наращивании континентальной коры в сторону океана. Эта же последовательность разрастания континента проявляется и в моноклинальном строении Приморья, обусловленном погружением на восток-юго-восток сложно дислоцированных, в разной степени надвинутых друг на друга структурно-фациальных комплексов. Главная роль в тектонических процессах Приморья принадлежит сдвиговому и надвиговому дислокациям. Последние широко развиты преимущественно в палеозое и обусловлены движением масс на запад-северо-запад по серии чешуйчатых сместителей, наклоненных на восток-юго-восток. Надвиговые дислокации такого же плана продолжали эпизодически развиваться, по-видимому, и в мезозое, обуславливая моноклинальное наращивание континента в сторону океана за счет фронтального надвига-шарьяжного скупивания масс. Сдвиговые дислокации (сосдвиговое складкообразование, сосдвиговые надвиги и раздвиги) доминировали в позднем мезозое и во многом разрушили и завалуировали древние надвиговые структуры. В результате лаггерального смещения масс по крутопадающим северо-северо-восточным левым сдвигам, полого лежащие звенья моноклинали сминались в складки, что приводило к скупиванию масс вдоль сдвигов, а в конечном итоге - к сосдвиговой орогении, закономерно мигрирующей с запада на восток. Деструктивный этап сдвиговых дислокаций привел к разрушению и усложнению складчатых сооружений и других, также сосдвиговых структур, но более раннего этапа сдвиговых дислокаций. Деструктивные формы сдвиговых дислокаций обусловили интенсивный вулканизм, продукты которого создали вулканогенный пояс. В свете изложенного история тектонического развития Приморья представляется следующим образом.

Отложения позднекембрийской - раннепалеозойской геосинклинали, развитой в пределах Ханкайской зоны, были дислоцированы преддевонскими и более ранними тектоническими движениями. В дислокациях этого периода, по-видимому, большую роль играли надвиги и сдвиги северо-восточного простирания, параллельные окраине континента. Докембрийские и кембрийские образования смиты в складки северо-западного простирания, что свидетельствует о возможных правых сдвигах по северо-восточным разло-

мам. Окончательная консолидация фундамента Ханкайского массива завершилась внедрением огромных масс орогенных гранитоидов. Начиная с девонского периода, Ханкайский массив становится областью размыва и прибрежно-морского и континентального осадконакопления. Деструктивный этап дислокаций консолидированного Ханкайского массива, вероятно, начался с формирования скрытых раздвигов, локализовавших среднепалеозойские гранитоиды. Сквозные раздвиги обусловили процессы наземного вулканизма с их наибольшей активизацией в раннем девоне, позднем палеозое и в мелу. Поверхностные сбросо-раздвиги и зоны растяжения контролировали пространственное размещение и развитие внутренних морей и депрессий, которые компенсировались прибрежно-морскими и континентальными отложениями, в том числе и угленосными. Сформировавшись на жестком фундаменте, палеозойские, триасово-юрские и меловые прибрежно-морские и континентальные отложения в дальнейшем были дислоцированы только в пределах раздвигов, трансформированных в структуры сжатия, а также в зонах активизированных надвигов фундамента, часто трансформированных в левые взбросо-сдвиги.

К востоку от Приморского разлома в девоне простиралась эвгеосинклинальная область осадконакопления. Седиментация осуществлялась, возможно, на коре океанического типа, реликты которой наблюдаются в виде офиолитов, эродированных в антиклинориях. Хотя, с другой стороны, комплекс магматических пород офиолитовой формации мог внедриться в слои геосинклинальных осадков и излиться на морское дно. Такой процесс обычно предшествует шарьяжной тектонике [Ажгирей, 1977]. В этом случае, на разных уровнях разреза геосинклинальных осадков должны наблюдаться многочисленные пластовые тела офиолитов разного возраста (от палеозойских, а возможно, и более древних до юрских включительно). Самые древние эвгеосинклинальные отложения, лежащие на офиолитах — нижедевонские (?) (предполагаются и более древние (?)). Геосинклинальные условия, все более сокращаясь, сохранялись вплоть до юры.

В палеозое главное смещение масс происходило в западном-северо-западном направлении по серии чешуйчатых надвигов, наклоненных на восток-юго-восток. Конседиментационное надвижение аллохтонных пластин на Ханкайский массив обусловило формирование в эвгеосинклинали, к востоку от Приморского разлома, олистостром и зон тектонического меланжа. В мезозое в результате смены динамического режима аллохтонные пластины начали смещаться в северо-северо-восточном направлении, конседиментационно сминаясь в складки восток-северо-восточного простирания. Это привело к воздыманию антиклинорных структур, в пределах которых эвгеосинклинальные условия осадконакопления трансформировались в миогеосинклинальные и субплатформенные. Синклинории при этом сжимались и, сужаясь, сокращали площадь седиментации.



К меловому периоду восточная граница области размыва мигрировала в сторону океана вплоть до Центрального Сихотэ-Алинского разлома, восточней которого валанжинские и нижнемеловые отложения накапливались преимущественно в геосинклинальных условиях. Дальнейшее сдвиговое смещение по субмеридиональным и северо-восточным разломам и связанное с ним складкообразование привели к воздыманию на рубеже раннего и позднего мела (сосдвиговая орогения) раннемеловой области осадконакопления и к превращению ее в область размыва. В конце альба море окончательно покинуло пределы Приморья.

Деструктивные формы сдвиговых дислокаций начали проявляться в позднем мелу и прежде всего возникли в консолидированных к этому времени доготерив-альбских образованиях в виде скрытых раздвигов, локализовавших позднемеловые гранитоиды. Затем стали интенсивно формироваться сквозные раздвиги, обусловившие верхнемеловой - палеогеновый орогенный вулканизм. Особенно активно в деструктивный процесс был вовлечен Прибрежный блок. В результате левосторонних смещений по Восточному и Береговому разломам, он был растянут и разорван многочисленными поперечными раздвигами (гигантский будинаж), что послужило причиной мощнейшего вулканизма, продукты которого создали вулканогенный пояс, контролирующий зону деструктивных сдвиговых дислокаций.

Таким образом, Приморье в мезозойский этап развития формировалось как мощная сдвиговая зона. На разных этапах развития зоны сочленения Азиатского континента с океаническим блоком и пликативные, и следующие за ними деструктивные процессы сдвиговых дислокаций, являлись основными формами латерального перемещения масс. Сдвиговые дислокации были вызваны либо смещением Тихоокеанского блока к северо-востоку [Иванов, 1969, 1972], либо движением Азиатского континента на юг [Воронов, 1968] или юго-запад. В пользу последних свидетельствует миграция сосдвиговой орогении от континента к океану. Причем интенсивность синхронной орогении (например, в предмеловой период) более значительной была на участках, примыкающих к континенту. Следовательно, вблизи континента скорость латеральных смещений была наиболее высокой и постепенно затухала в направлении к океану. Значит, в мезозое наиболее динамически активным был Азиатский континент, который, смещаясь на юго-юго-запад, своим восточным флангом последовательно вовлекал в сдвиговые дислокации все новые и новые области седиментации, мигрирующие вследствие сосдвиговой орогении в сторону океана.

Доминирующее в палеозое и эпизодически возникающее в мезозое-кайнозое смещение Азиатского блока на восток-юго-восток привело к последовательному конседиментационному надвиганию на континент аллохтонных пластин и мощных структурно-фациальных комплексов и образованию моноклинали. Этому же способствовали и левые взбросо-сдвиговые смещения при движении конти-

нентального блока на юг. В условиях латерального движения континента на юго-запад, надвинутые и взброшенные на него блоки, аллохтонные пластины и структурно-фациальные комплексы, по-видимому, обладали тенденцией к гравитационному сползанию. В результате надвигов и взбросы трансформировались в левые сбросо-сдвиги.

Закономерности тектонического развития Приморья отражают основные черты формирования всей восточной окраины Азиатского континента. Насколько же согласуются установленные закономерности с общим развитием зоны сочленения Азиатского континента с Тихоокеанским блоком?

## ГЛОБАЛЬНЫЕ СДВИГОВЫЕ ЗОНЫ

Доминирующая роль сдвиговых дислокаций в тектоническом развитии Приморья подтверждает представления о восточной окраине Азиатского континента как о глобальной сдвиговой зоне [Ажгирей, 1960; Воронов, 1968; Иванов, 1972; Уткин, 1978а].

Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона при ширине 1,5 тыс. км прослеживается на 8 тыс. км (рис. 40). В этих пределах она представлена северо-восточными и субмеридиональными левыми сдвигами Камчатки, Чукотки, Японии, Кореи, Китая, Тайваня, Филиппин и Приморья.

В Японии наиболее детально изучен разлом Акаиси [Kimura, 1961], по которому линия Микабу смещена левым сдвигом приблизительно на 55 км. Субпараллельно разлому Акаиси проходит меньшей величины, но также хорошо доказанный левый сдвиг. Внутри зоны Фосса Магна установлены левые сдвиги, смещающие миоценовые породы (по линии Акаиси смещены домиоценовые отложения) и частью активные при землетрясениях [Kimura, 1968]. Зона сдвига Танакура на о-ве Хонсю [Otsuki, 1975] имеет ширину 3-4 км. Левостороннее смещение по ней произошло в мелу, и активна она была на протяжении всего миоцена. Результаты палеомагнитных исследований подводных гор запада Тихого океана и вулканов Японии [Vacquier, Uyeda, 1967] также указывают на относительное левое смещение.

Филиппинская зона разломов прослеживается через острова Минданао, Лейте и Лусон на 1200 км [Allen, 1962]. По ней в дочетичное и третичное время [Rutland, William, 1967] произошли значительные смещения, среди которых преобладали левые сдвиги [Allen, 1962; Kimura, 1968]. М.И. Стрельцов [1970, 1976], анализируя разрывные нарушения Курильских островов, пришел к выводу о ведущей роли левых сбросо-сдвиговых смещений по глубинному северо-восточному Срединно-Курильскому разлому, возникшему, вероятно, в позднем мелу. В.И. Тихонов и Г.Б. Удинцев [1960] предполагают смещение суши Камчатки к юго-западу от-

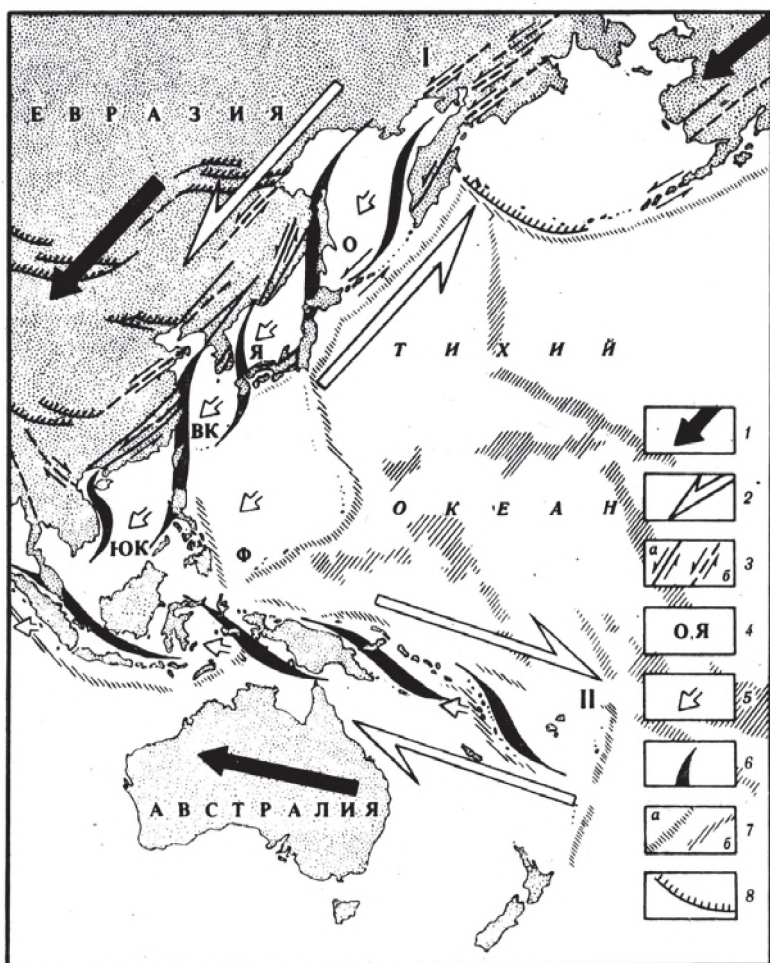


Рис. 40. Основные морфологические черты Восточно-Азиатской (I) и юго-восточного фланга Евразийской (II) глобальных сдвиговых зон

1 - направление движения континентов; 2 - направление относительных смещений блоков вдоль глобальных сдвиговых зон; 3 - частные сдвиги, установленные (а) и предполагаемые (б); 4 - окраинные моря (О - Охотское, Я - Японское, ВК - Восточно-Китайское, ЮК - Южно-Китайское, Ф - Филиппинское); 5 - направление усилий растяжений, внутри сдвиговых зон; 6 - генерализованные S-образные контуры окраинных морей и блоков, ограниченных зонами растяжения; 7 - глубоководные желоба (а) и вулканогенные базальтовые пояса и нагорья (б); 8 - установленные и предполагаемые надвиги и взбросы

носителем подводного склона, т.е. левый сдвиг. Вдоль Восточно-Камчатского хребта в направлении СВ - 30° на 600 км протягивается Ночкинско-Кумроцкий пояс разломов [Леглер, 1978], в целом представляющий крупный левый сдвиг, по частным разрывам которого горизонтальные смещения достигают 20 км. Развитие сдвига началось в ранне-среднем плиоцене и продолжается до настоящего времени. Крупные разломы северо-восточного простирания широко развиты на Чукотке, в Корее, Восточном Китае. Судя по характеру структурного рисунка, они также являются левыми сдвигами. В Приморье эти разломы хорошо изучены и левосторонние смещения по ним твердо установлены.

Обобщая сдвиговые дислокации Восточно-Азиатской глобальной зоны, на базе установленных в Приморье закономерностей, можно указать на следующие основные черты ее строения и развития.

В зоне сочленения Азиатского континента с Тихоокеанским блоком сдвиговые дислокации особенно активными были в позднем мезозое - кайнозое. Здесь получили развитие продольные северо-восточные и косые меридиональные сдвиги. На протяжении нескольких тысяч километров от Камчатки до Филиппин подавляющее большинство сдвигов, установленных вдоль окраины континента, левые. Исключения составляют меридиональные сдвиги о-ва Сахалин - правые, по мнению В.С. Рождественского [1969]. Но, как считал Б.А. Иванов [1972] и по нашему представлению, доказательств правостороннего смещения по этим разломам недостаточно. Закономерности левосдвиговых дислокаций Приморья позволяют предположить, что установленные на о-ве Сахалин эшелонированные синклинали северо-западного простирания, вроде бы отвечающие закономерностям правосдвигового структурного рисунка, могут быть грабен-синклиналями, развитие которых контролировалось сбросо-раздвигами, сформированными в процессе левых смещений масс по меридиональным разломам, а затем трансформированными в структуры сжатия при смещении масс на юго-запад по северо-восточным левым сдвигам окраины континента.

Смещение масс по Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоне в мезозое-кайнозое осуществлялось преимущественно горизонтально и субгоризонтально в юго-юго-западном направлении. Движение осуществлялось по многочисленным крутопадающим, косым по отношению к складкам северо-восточного простирания сколам и пологим поверхностям срыва и шарьирования, наклоненным преимущественно на юго-юго-восток и северо-северо-запад. Крутопадающие сколы, играя роль наложенного на складчатые структуры сквозного кливажа, часто разработаны до крупных сместителей, которые нередко группируются в сдвиговые зоны шириной до 10-15 км и прослеживаются в северо-северо-восточном направлении на десятки и сотни километров. По данным ГЭС, сдвиговые зоны это глубокие, проникающие до поверхности Моху, разломы, которыми область сочленения континента с океа-



ном рассечена на узкие (от 10–20 до 50–100 км и более), вытянутые в северо-восточном и меридиональном направлениях блоки, сдвинутые один относительно другого на десятки и сотни километров. В Приморье суммарная амплитуда левых сдвигов на каждые 100 км ширины Восточно-Азиатской зоны составляет 250 км (коэффициент сдвига), а в целом по зоне оценивается в 3 тыс. км [Уткин, 1978а]. Не исключено, что сдвиговые смещения здесь развиты интенсивнее, чем на других участках Восточно-Азиатской глобальной зоны, но коэффициент сдвига в целом для зоны вряд ли завышен, так как при его определении учитывались разобщения геологических тел только по наиболее крупным частным сдвигам. Такие же повсеместно развитые, но трудно поддающиеся выявлению и учету формы горизонтальных перемещений масс как сдвиговой кливаж и раздвиги не учитывались, хотя при значительной ширине зоны, охваченной сдвиговым кливажом, суммарный эффект горизонтального смещения масс достигает больших величин и может превышать амплитуды разобщений геологических тел по частным крупным сдвигам.

В заключительной стадии формирования зоны перехода от континента к океану выделяются два этапа. Первый этап характеризуется развитием преимущественно гликативных дислокаций. В юрском и меловом периодах латеральное смещение Евразии относительно Тихоокеанского блока активизировалось и привело к формированию в пределах зоны их сочленения (Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона) конседиментационных складок и крупных синклинорных и антиклинорных структур. Конседиментационная складчатость, сопровождаемая надвигами и взбросами, переросла в содвиговую орогению, которая привела к воздыманию областей осадконакопления. Замыкание бассейнов седиментации на окраине континента, по-видимому, было не одновременным и не повсеместным. Максимальной силы орогенез, например в Приморье, достиг в сеноман-туроне, когда в межгорных впадинах накопились мощные грубообломочные туфогенно-осадочные образования (петрозуевская свита).

Второй этап – этап развития деструктивных сдвиговых дислокаций. По мере завершения пикативных форм латерального перемещения масс и консолидации зоны сочленения Азии и Тихоокеанского блока. Начинается формирование многочисленных содвиговых раздвигов, наложенных на уже сформировавшиеся складчатые структуры Восточно-Азиатской сдвиговой зоны.

Проявление раздвигов в пределах сдвиговой зоны разнообразно по масштабам и формам, но закономерно относительно установленных северо-восточных левых сдвигов. Это связано с тем, что параллельно горизонтальному перемещению масс по сдвигам развивались растягивающие усилия, которые приводили к отрывам и раздвигам. В этих условиях компетентные слои разрывались и разобщались и пространство между расторгнутыми частями слоев заполнялось пластичным материалом. Так формировался своеобразный

разный сдвиговый будинаж. Расстояния между будинами измеряются всего только несколькими сантиметрами и метрами, однако суммарный эффект горизонтальных перемещений масс значителен, поскольку будинаж (например, в Приморье) распространен очень широко. В этих же условиях разной протяженности многочисленные разрывы сколового типа северо-северо-западного и субширотного простирания трансформировались в малые раздвиги, благоприятные для рудоотложения и внедрения даек, или в крупные, измеряемые несколькими десятками километров. В Приморье рудовмещающие разрывы и дайки основного и среднего состава ориентированы преимущественно в северо-западном направлении. Эти разрывы являются трещинами отрыва (микрораздвигами) или сколами, трансформированными в раздвиги при левых смещениях по северо-восточным сдвигам. Жильные месторождения Приморья формировались в позднем мелу - палеогене, дайки прорывают доверхнемеловой складчатый фундамент. Они комагматичны верхнемеловым - палеогеновым вулканитам и иногда прорывают их. На участках, где вулканогенный чехол эродирован, часто наблюдаются группировки даек в виде широких (до 10 км) и протяженных на десятки километров роев северо-западного простирания, отражающих положение зон интенсивного растяжения складчатого фундамента. Это глубоко проникающие корни вулканического чехла, им отвечают и крупные (шириной до 10-20 и длиной до 50-60 км) сложно построенные вулканотектонические структуры, ориентированные в северо-западном и субширотном направлении, в которых развиты лавы и туфы среднего и кислого состава, интрузивные, субинтрузивные и эструзивные тела, многочисленные разновозрастные и разного состава дайки и линейные ряды палеовулканов. Крутопадающие контакты таких структур чаще всего тектонические, реже эруптивные. Вулканотектонические структуры - долгоживущие сбросо-раздвиги и раздвиги, периодическое приоткрывание которых связано с активизацией движений по северо-восточным и субмеридиональным левым сдвигам. Раздвиги, проникавшие до субгоризонтальной поверхности тектонического срыва, где формируется магма, обеспечивали обильный вулканизм, продукты которого заполняли эти структуры растяжения, перекрывали создавшие их сдвиги, а в конечном итоге создали Восточно-Азиатский вулканический пояс. Одновременно формировались и приуроченные к сбросо-раздвигам неогеновые депрессии. В целом явление раздвигообразования можно сравнить с процессом гигантского будинажа, которому была подвергнута Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона.

Таким образом, раздвиги (гигантский будинаж) в пределах Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны распространены весьма широко и разнообразно. На завершающем этапе развития раздвиговых структур (палеоген - неоген) сформировались окраинные моря (рифтогенные структуры), раздвиговая природа которых установлена многими исследователями [Берснев, 1972; Гниби-

денко, 1976; Иванов, 1971; Крпоткин, Власов, 1963; Меланхолина, Ковылин, 1976; Пушаровский и др., 1977; Kobayashi, 1941; и др.) и считается доказанной [Пейве и др., 1976]. Совпадение времени формирования окраинных морей со сдвигами на Камчатке, в Японии, Филиппинах и в Приморье дает возможность предположить взаимосвязь между ними. По-видимому, не случайно характерная морфология окраинных морей. Они ромбовидной формы с S-образными очертаниями побережий, размещены в пределах Восточно-Азиатской сдвиговой зоны эшелонированно (см. рис. 40) и полностью отвечают очертаниями соседвиговых структур растяжения, установленным не только в Приморье, но и в других регионах [Буртман и др., 1963; Лукьянов, 1965; Суворов, 1968; и др.] и созданным экспериментально [Гзовский, 1975; и др.].

Раскрытие раздвигов сопровождалось грандиозными процессами их компенсации. Об этом свидетельствуют особенности строения континентальных обрамлений Япономорского и Охотоморского раздвигов (рис. 41, 42).

В Приморье сдвиги и надвиги, обрамляющие Япономорский раздвиг с северо-запада, под разными углами наклонены на восток-юго-восток, что способствовало гравитационному оползанию континентальных масс в направлении раскрывающейся структуры. В результате, трансформация Сихотэ-Алинской надвиговой зоны в гравитационный оползень привела к погружению восточной окраины Сихотэ-Алинского вулканогенного пояса под воды Японского моря (см. рис. 39, 41). Оползание масс происходило и по наклонным в сторону моря полукольцевым структурам вулканогена. В тылу пластин, оползших по сместителям Приморского надвига были сформированы третичные депрессии и зоны растяжения, благоприятные для вулканизма. В гравитационном оползании масс большую роль играли и сбросы по круто наклоненным на восток-юго-восток сдвигам. Гравитационные сбросо-оползневые явления привели к ступенчатому погружению блоков Приморья в сторону Японского моря. Сбросо-оползневые смещения по разломам происходили на фоне горизонтальных, обусловленных непрерывающимся латеральным движением континента на юго-юго-запад. Этим объясняется обратимое наложение сдвиго-надвиговых дислокаций на сбросо-оползневые с соответствующей трансформацией разломов.

Подавляющее большинство крупных разломов Сахалино-Японской сдвиго-надвиговой зоны наклонены на запад-северо-запад и они так же, как и разломы Приморья и Кореи, играли важную роль в гравитационных сбросо-оползневых явлениях, вызванных раскрытием Япономорского раздвига. Оползание континентальных масс происходило в виде крупных пластин (возможно, трансформированных в оползни аллохтонов) (см. рис. 41, 42). В тылу оползней формировались депрессии, впадины и прогибы (Исикари, Токати, Аката, Ниигата и др.), которые компенсировались позднемеловыми - третичными вулканогенно-осадочными образованиями (см. рис. 41, 42), фиксирующими время наиболее активного рас-

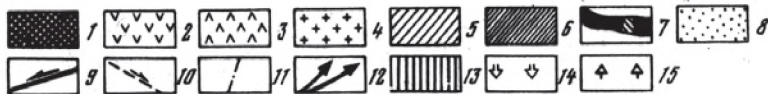
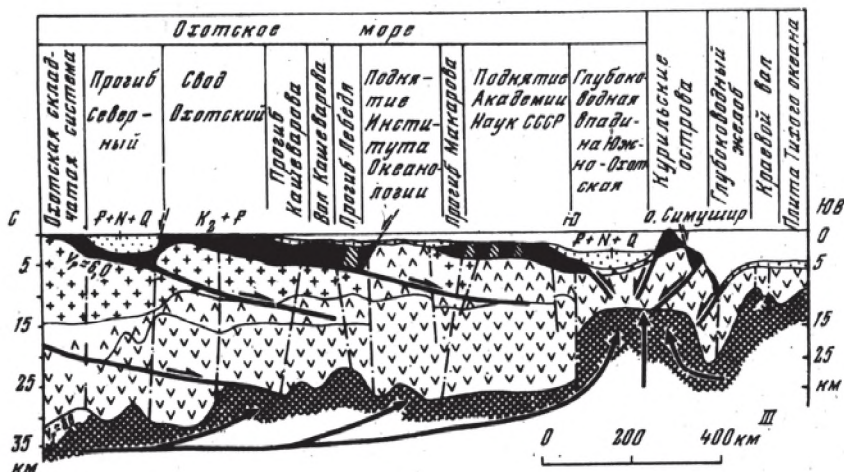
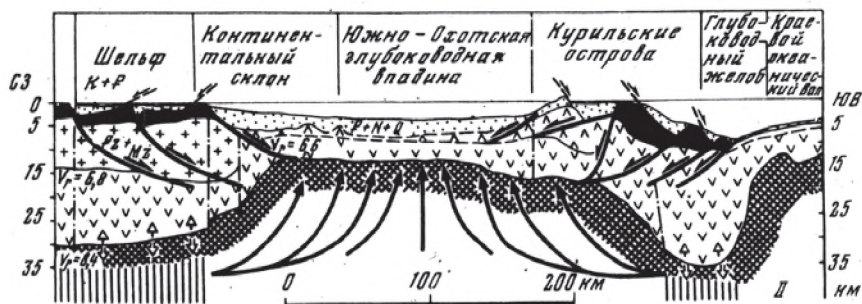
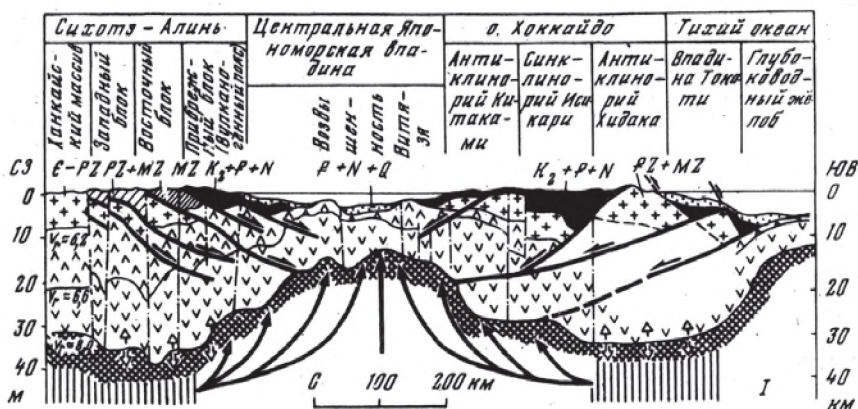
крытия Япономорского раздвига. Тыловые части оползневых пластин испытывали растяжение с образованием скрытых камер, благоприятных для локализации интрузивов (см. рис. 42, I), а сквозные каналы способствовали вулканизму (II-V). По мере оползания пластин по выполаживающимся с глубиной сместителям, их тыловые грани увеличивали угол наклона, что приводило к гравитационному соскальзыванию и дислокациям осадков, компенсирующих оползневые депрессии. При оползании пластин с островных дуг в направлении окраинных морей, крутые континентальные склоны глубоководных желобов приобретали ступенчатое строение (см. рис. 41). При этом посреди крутых склонов выступы гребней оползневых пластин служили седиментационными ловушками, где мощные толщи подпруженных осадков образовали глубоководные террасы. Следовательно, получившие развитие на континентальных склонах глубоководных желобов впадины, террасы, седиментационные ловушки, да и сами желоба, являются тыловыми структурами оползней, нисходящие движения которых осуществлялись по трансформированным сместителям чешуйчатой шарьяжно-надвиговой зоны Беньофа.

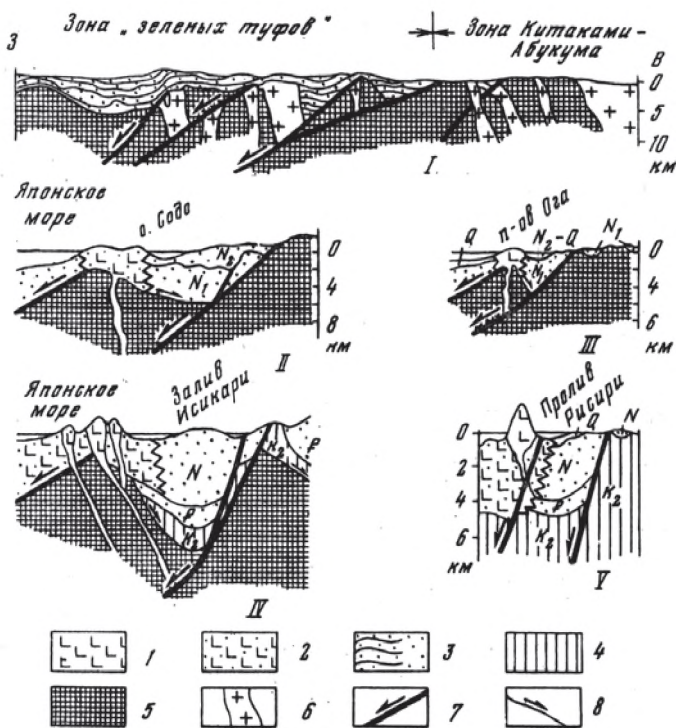
Оползневые явления широко развиты и в пределах Охотоморского раздвига. Гравитационное оползание здесь происходит в направлении Южно-Охотской глубоководной впадины (см. рис. 41,

Р и с. 41. Тектоно-геолого-геохимические разрезы.

Профили: I - Южная часть Сихотэ-Алиня - возвышенность Витязя - о-в Хоккайдо - Тихий океан, II - Залив Терпения (Сахалин) - о-в Итуруп - Тихий океан, III - Магадан - о-в Симушир. Геолого-геофизическая интерпретация слоев на разрезах, по Г.С. Гнибиденко [1979] с небольшими дополнениями и изменениями; 1 - верхняя мантия; 2-4 - слои: 2 - metabазальтовый, 3 - метадиоритовый и второй слой океанической коры, 4 - гранитно-метаморфический; 5-6 - складчатые комплексы: 5 - эвгеосинклинальный (офиолитовый) преимущественно позднепалеозойский - раннемезозойский, 6 - миогеосинклинальный мезозойский; 7 - вулканогенно-осадочный поздне меловой-кайнозойский комплекс с выходами акустического фундамента (косые штрихи); 8 - толща пелагических отложений, верхняя плиоцен-четвертичная осадочная толща чехла глубоководных впадин, седиментационных ловушек и первый слой океанической коры, нижняя деформированная терригенная толща чехла (неоген и отчасти палеоген) на шельфе и андезитовая формация Курильской гряды; 9 - оползневые поверхности скольжения; 10 - сбросы по тыловым граням оползневых пластин; 11 - крутопадающие разломы (преимущественно сдвиги); 12 - подъем пластичной мантии в раздвиги; 13 - области наиболее интенсивного оттока пластичной мантии; 14 - погружение коры в результате оттока мантии; 15 - воздымание коры в результате оползневой разгрузки







Р и с. 42. Тектоно-геологические разрезы: через неогеновые прогибы Акита и Ниигата и массивы Китакामी и Абукума (I), прогибов Ниигата (II), Акита (III) и Исикари (IV, V). Геологическая основа разрезов по К.М. Севостьянову [Севостьянов, Шлейфер, 1979] с небольшими изменениями и дополнениями

1-2 - формации: 1 - четвертичная вулканогенная, 2 - неогеновая вулканогенно-осадочная; 3-4 - вулканогенно-осадочные образования: 3 - кайнозойские, 4 - позднемеловые; 5 - палеозойские и мезозойские образования консолидированного фундамента; 6 - граниты, гранодиориты, компенсирующие скрытые тыловые зоны растяжения оползневых пластин; 7 - оползневые поверхности скольжения; 8 - сбросы по тыловым граням оползневых пластин

II-III), которая, как и Центральная Японская впадина, является недокомпенсированным останцом раздвига. Курило-Камчатский глубоководный желоб и параллельная ему межгрядовая депрессия, разделяющая внутренний и внешний Курильские хребты (гребни оползневых пластин), могут рассматриваться как тыловые оползневые депрессии. Система северо-западных прогибов (Северный, Кошеварова, Ионы, Восточно-Сахалинский), возможно, - также тыловые депрессии оползневых пластин, гребни которых выступают в виде Охотского свода и валов Кошеварова и Пограничного.

Не исключено, что и широтные, и меридиональные системы чередующихся поднятий и прогибов — оползневые структуры. Однако не следует забывать наличия в зоне перехода секущих ее сдвиговых раздвигов, которые на дне окраинных морей могут выразиться в виде систем рифтообразных прогибов.

Компенсация Япономорского и Охотоморского раздвигов происходит не только путем гравитационного оползания континентальной коры, но и за счет аккумуляции осадков и подъема (внедрения) пластичной верхней мантии, что выражается в повышении уровня границы Мохо (см. рис. 41). Представления ряда исследователей о наплывании масс на окраины Японского моря в результате его раскрытия, с рассмотренных позиций, ошибочны. Как показано, Япономорский и другие раздвижки зоны перехода не ответственны за латеральные перемещения по сдвигам и надвигам, так как сами являются одной из форм выражения сдвиговых дислокаций. Важно отметить, что в процессе длительных сдвиговых дислокаций раздвижки частично или полностью и неоднократно трансформируются в структуры сжатия с выдавливанием компенсирующих их образований, в том числе, и офиолитовых ассоциаций в виде надвигов и шарьяжей. В этих явлениях большую роль играет обратимая трансформация сдвиговых дислокаций зоны перехода в шарьяжно-надвиговое фронтальное скупивание масс, вызванное переменной латеральной смещения континента с юго-юго-западного направления на восток-юго-восточное. Подобные изменения смещения масс и дислокаций установлены в Приморье. Из сказанного следует, что основные особенности строения и развития зоны перехода объясняются с позиций обратимой трансформации шарьяжно-надвиговых дислокаций в сдвиговые, деструктивные формы которых (раздвижки) вызывают гравитационно-оползневые явления. Суммарным эффектом этих процессов обусловлено развитие зон Бенъофа.

Выявленное в Приморье направление перемещения масс с определением коэффициента сдвига и установленная пространственная, временная и генетическая связь раздвигообразования с активными движениями по левым северо-восточным и субмеридиональным сдвигам, определяют причины и механизм формирования окраинных морей — этих грандиозных структур растяжения, возникших как закономерное явление в ходе направленного развития Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны. Порожденные сдвигами раздвижки и зоны растяжения в виде окраинных морей привели к далеко зашедшей деструкции Восточно-Азиатской сдвиговой зоны, и, фрагментарно сохранившись в блоках, расположенных между зонами растяжения и раздвижками, она потеряла свои характерные черты. Внушительные величины раздвиговых явлений, создавших окраинные моря, вполне соответствуют большим суммарным амплитудам горизонтальных перемещений по Восточно-Азиатской сдвиговой зоне, возникших вследствие движения Евразии на юго-юго-запад (направление смещения масс в Приморье). Это положение подтверждается наличием фронталь-

ного Альпийско-Гималайского пояса сжатия и тыловых зон растяжения в Северном Ледовитом океане, а также сравнением количественных оценок горизонтальных смещений в Альпийско-Гималайском поясе сжатия и Восточно-Азиатской сдвиговой зоне. Сокращение ширины фронтального Альпийско-Гималайского пояса сжатия только за последние 20 млн. лет составило 300-500 км [Кропоткин, 1967], а в целом оценивается в 1-4 тыс. км [Мейен, 1969; Пейве, 1969; Трюмпи, 1965], что полностью согласуется с величиной суммарного левого сдвига по Восточно-Азиатской зоне. Сопоставление процессов шарьяжеобразования в Альпийско-Гималайском поясе со сдвиговыми дислокациями в Восточно-Азиатской зоне показывает полную синхронность событий. Шарьяжеобразование произошло с начала мела до миоцена с кульминацией в позднем мелу и середине третичного периода [Пейве и др., 1976]. Одновременно осуществлялись самые мощные сдвиговые смещения по Восточно-Азиатской зоне с усилением их в позднем мелу (сосдвиговая орогенция) и середине третичного периода (раздвигобразование - формирование окраинных морей).

Смещение масс по Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоне на юго-юго-запад, характеризуется значительными величинами, показывающими масштабность этого явления, охватившего в мезозое и кайнозое, по-видимому, весь Евразийский континент. Немалую роль в формировании Альпийско-Гималайского фронтального пояса сжатия сыграли также смещения континентальных масс по другим левым сдвигам, пересекающим Евразийский континент. Наиболее яркой группировкой таких сместителей являются крупноамплитудные северо-северо-восточные левые сдвиги Урала [Плюснин, 1977]. Накладываясь на все предшествующие дислокации, они протягиваются на север в сторону Северного Ледовитого океана, а в юго-юго-западном направлении прослеживаются в виде системы левых меридиональных сдвигов, активизировавшихся на рубеже раннего и среднего миоцена, в пределах Туранской плиты [Гарецкий и др., 1977]. Сдвигами завершилась история горизонтальных движений блоков на Урале, а наиболее поздними структурами растяжения в пределах влияния Уральской сдвиговой зоны, возможно, являются последние просадки в Западно-Сибирской и Каспийской впадинах.

Из изложенного следует очень важный вывод: глобальные сдвиговые зоны являются результатом длительного латерального смещения континентов. И чтобы убедиться в этом, рассмотрим, кроме Восточно-Азиатской и Уральской, и другие зоны концентрации сдвигов.

При рассмотрении области сочленения Северной Америки и Европы прежде всего привлекает внимание наличие палеозойских складчатых и шарьяжных структур вдоль североатлантического побережья, а в центральной части Атлантического океана - вдоль Срединно-Атлантического хребта, раздвиговые явления по которому привели к отрыву Северной Америки от Европы. На фоне



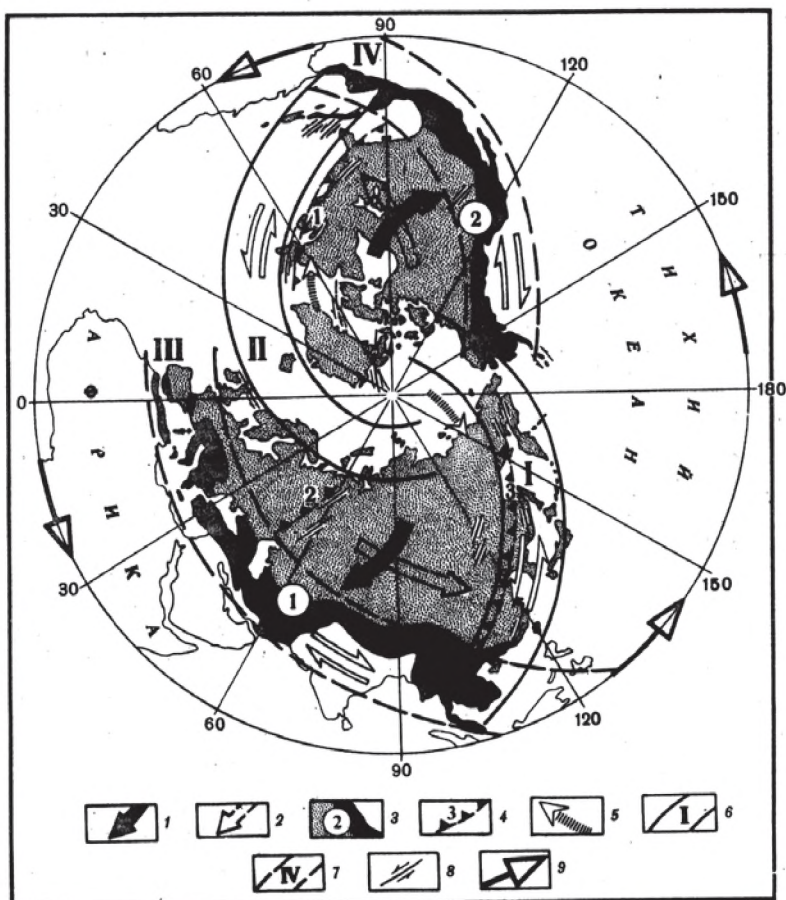
ярко выраженных фронтальных структур сжатия и наложенного на них Северо-Атлантического раздвига, система левых северо-восточных сдвигов, объединяющихся в глобальную сдвиговую зону, отчленяющую Северную Америку от Евразии, конечно, менее эффективна (рис. 43).

Европейско-Американская глобальная сдвиговая зона по пространственному положению, характеру деформаций и роли в смещении континентов идентична Восточно-Азиатской. Выражена она менее отчетливо, так как в процессе развития и под воздействием наложенных процессов претерпела значительную деструкцию и сохранилась фрагментарно в виде левосторонних сдвигов, главным образом вдоль Атлантического побережья Европы и Северной Америки.

На западной окраине Европы наиболее крупный левый сдвиг Грейт-Глен [Kennedy, 1946] в направлении СВ - 55° прямолинейно пересекает Шотландию и оказывает большое влияние на топографию (возможно, свидетельство новейших движений по разлому). Амплитуда левого сдвига по Грейт-Глену более 107 км [Winchester, 1973; Storetvedt, 1974], по другим разломам, параллельным основному - 3-5 км. Движения произошли в позднепалеозойское время, но продолжают и в настоящее время [Ситтер, 1960]. Особенно интенсивно сдвиги активизировались, по-видимому, в третичное время, так как господствующее простирание палеогеновых базальтовых даек на севере Британских островов [Anderson, 1951] северо-западное.

Система левых сдвигов северо-восточного простирания широко развита и на Балтийском щите [Петров, 1977], она протягивается через Центральную Швецию, Ботнический залив, далее в Печенгско-Аллереченский район и в пределы всего Кольского полуострова. Амплитуды горизонтальных смещений по отдельным разломам составляют от нескольких километров до 40-60 км, а суммарная достигает нескольких сотен километров. Эта система северо-восточных левых сдвигов, по-видимому, продолжается и далее вдоль северной окраины Евразии и особенно хорошо выражена на Таймыре.

Фрагментами Европейско-Американской глобальной сдвиговой зоны в пределах Северной Америки являются северо-восточные левые сдвиги Аппалачей с амплитудой смещений до 20 км [Norton, Matthew, 1960]. Такого же простирания левые сдвиги широко развиты и к западу от Аппалачей. Это Гарлокский, Уайт-Волф, Грэн-Уош, Хоррикейн, Севир и другие разломы [Мули, Хилл, 1960]. Продолжаясь в северо-восточном направлении на тысячи километров, система сдвигов Аппалачей образует трансконтинентальный глубинный левый сдвиг [Шейве, 1977]. В виде сквозных крупных разломов (Кобат, Рич, Люкс-Арм и др.) эта система особенно четко выражена на Ньюфаунденде [Кей, 1976], где она рассекает остров на узкие блоки. По одним разломам установлены сдвиги всего в несколько десятков километров, другие (например, Рич) характеризуются как очень крупные левые сдвиги. Некоторые сдвиги северо-восточного простирания (например, Люкс-Арм) разделяют



Р и с. 43. Схема смещения континентальных масс вдоль глобальных сдвиговых зон

1-2 - преимущественное направление смещения континентов: 1 - в мезозое-кайнозое, 2 - в палеозое; 3-4 - фронтальные пояса скучивания, в скобках - цифры на схеме: 3 - в мезозое-кайнозое (1 - Альпийско-Гималайский, 2 - Северо-Американский), 4 - в палеозое (1 - Аппалачский, 2 - Уральский, 3 - Восточно-Азиатский); 5 - тыловые зоны растяжения (раздвижки); 6-7 - глобальные сдвиговые зоны разных этапов смещения континентов, в скобках - цифры на схеме: 6 - мезозойско-кайнозойского (I - Восточно-Азиатская, II - Европейско-Американская), 7 - палеозойского (III - Евразийская, IV - Северо-Американская); 8 - сдвиги, активные в мезозое-кайнозое; 9 - направление вращения Земли

блоки, сложенные значительно отличающимися по возрасту и составу отложениями. М. Кей [1976, с. 316] отмечает: "Возможно, что по этим сдвигам породы, занимавшие в мезозое близкое положение, были растащены затем на очень большие расстояния", и далее — "пока характер и величина смещений не выяснены, попытки реконструировать палеозойский разрез Ньюфаундленда... имеют не больше смысла, чем построение разреза через Калифорнию без учета смещений по сдвигу". Поэтому обнаружить источник западного аллохтона до сих пор не удастся. Есть основания считать, что левостороннее смещение по системе сдвигов восточной окраины Северной Америки, происходило не только в палеозое, но и в более поздние геологические эпохи, после формирования шарьяжей. В палеогене, например, северная часть Атлантической области была оквачена исключительно интенсивным базальтовым вулканизмом, который, по-видимому, протекал в условиях левых северо-северо-восточных сдвигов. Об этом свидетельствуют не только северо-западные простирания базальтовых даек на севере Британских островов, но и ориентировка питающих базальтовые покровы даек Исландии [Walker, 1964], которые при прослеживании с севера на юг закономерно изменяют свое простирание от 2–4 до 33 и 63° [Ломизе, 1976, 1977]. В целом же наблюдаются отчетливо выраженные S-образные и эшелонированные структуры растяжения, свойственные левым сдвигам.

Даже краткий перечень фактов свидетельствует о большой роли северо-восточных сдвигов в области сочленения Северной Америки и Евразии. Несмотря на фрагментарность сведений о сдвиговых дислокациях Европейско-Американской зоны, претерпевшей значительную деструкцию, длительность ее развития как глобальной сдвиговой структуры устанавливается достаточно определенно. Начиная с позднего палеозоя (возможно, и раньше) и до настоящего времени Северная Америка смещается вдоль Европейско-Американской глобальной сдвиговой зоны с разной скоростью и перерывами, но стабильно на юго-запад. Об этом свидетельствуют и закономерно расположенные фронтальные зоны сжатия, и тыловые раздвиги.

Тыловые деструктивные процессы в пределах Северной Атлантики и Северного Ледовитого океана обусловили обособленность множества островов, создав ярко выраженную динамичность движущейся на юго-запад Северной Америки, в тылу которой остаются отторженцы континентальных массивов (см. рис. 43). Формирование тыловых структур растяжения носит непрерывно-прерывистый характер. Наиболее отчетливо оно проявилось с позднего карбона — перми, когда область Северной Атлантики стала постепенно опускаться и перекрываться чехлом морских и лагунных отложений, продолжавших накапливаться в триасе, юре и мелу [Милановский, 1977]. Главные процессы формирования современной структуры Ледовитого океана — тектоническая деструкция континентальной коры в виде раздвигов, растяжения, распада и оседания [Пушаров-

ский, 1976] произошли в мезозое и кайнозое. Деструкция началась здесь в конце юры в области котловины Боффорга, а в конце мела — кайнозое сформировались котловины Нансена и Амундсена. Синхронно с развитием тыловых структур растяжения формировался Северо-Американский фронтальный пояс сжатия, где скучивание масс привело к созданию системы Кордильер. Здесь дислокации начались уже в палеозое, однако, главная орогения, происходившая в позднем мезозое и в начале третичного периода [Кинг, 1961; и др.].

При сопоставлении фланговых, фронтальных и тыловых тектонических процессов достаточно отчетливо усматривается, что основное смещение Северной Америки на юго-запад произошло в позднем мезозое — кайнозое, одновременно со смещением в этом же направлении и Евразии. Суммарную амплитуду левого сдвига по Европейско-Американской зоне определить трудно. Если считать, что отчленение Северной Америки от Евразии произошло не только за счет раздвига, осью которого является Срединно-Атлантический хребет, но главным образом в результате ее сдвигового смещения на юго-запад вдоль Европейско-Американской зоны, то при реконструкции сдвига до полного сочленения Северной Америки с Евразией, его амплитуда составит около 6 тыс. км.

Таким образом, смещение континентальных масс по субмеридиональным и северо-восточным левым сдвигам на юго-юго-запад, так четко фиксирующееся в Приморье, в мезозое и кайнозое, по видимому, охватило все Северное полушарие. Азиатский, Европейский и Северо-Американский континенты смещались на юго-запад по левым глобальным одвиговым зонам с синхронным формированием фронтальных поясов сжатия и тыловыми деструкциями континентальной коры. Вытекающие из анализа выводы, в свою очередь, подтверждают установленное в Приморье направление перемещений масс и убеждают нас в мысли, что даже на относительно небольшой территории тектонически активной окраины континента при детальном ее изучении можно выявить факты, отражающие основные закономерности движения этого континента. С позиций от малого к большому, от частного к общему может быть проанализировано и другое наше положение о смещении континентальных масс в палеозое преимущественно, а в мезозое и кайнозое эпизодически — в восточно-юго-восточном направлении. Рассмотрим сдвиговые дислокации южной окраины Евразии, которая известна прежде всего как зона фронтального скучивания масс.

Структуры фронтального скучивания масс, развитые в пределах Альпийско-Гималайского пояса сжатия, настолько грандиозны по масштабам, что подавляют все другие типы дислокаций, которые становятся трудно распознаваемыми. Однако к настоящему времени накоплен значительный фактический материал, свидетельствующий о большой роли в строении пояса преимущественно правых продольных и косо секущих сдвигов, объединяющихся в Евразийскую глобальную сдвиговую зону (см. рис. 43).



На северо-западном фланге Евразийской глобальной сдвиговой зоны крупные вертикальные разломы, по которым происходили правые сдвиги, характерны для Северо-Пиренейской зоны, вытянутой в субширотном направлении [De Sitter, 1953; Маттауэр, Анри, 1977; и др.]. На наличие системы правых региональных сдвигов на Кавказе, в Малой Азии и Иранском плоскогорье указывает Н. Павони [Pavoni, 1961а, в, 1962]. Существенную роль правосторонние сдвиги играли в альпийском тектогенезе Средиземноморья [Caire, 1976]. В пределах Черноморского сектора Западной Евразии разломы северо-западного простирания делят литосферу на систему линейно вытянутых блоков, ступенчато смещенных один относительно другого [Расцветаев, 1977]. Латеральные перемещения по разломам здесь могут достигать многих десятков километров и везде имеют правобокую характер. Крымско-Копетдагская система разломов является крупнейшей зоной концентрации взбросо-сдвиговых дислокаций альпийского возраста. Система краевых нарушений Копетдага, по которым отмечены крупные правосторонние сдвиги [Крымус, 1966], прослеживается далеко на востоке в пределах Афганистана. Герурудский (по В.Е. Хаину [1969], Главный Гиндукушский) разлом выделяется здесь как система крупнейших нарушений в виде единой шовной зоны правостороннего сдвига [Сборшиков, 1976].

В систему главнейших нарушений входят сдвиги, известные в пределах Советского Памира [Пейве, и др., 1963, 1964; Руженцев, 1968]. На Юго-Восточном Памире установлена система крутых правосторонних сдвигов в бассейне р. Аксу, с амплитудой смещения пермско-триасовых образований до 30 км [Руженцев, Швольман, 1963]. По мнению С.В. Руженцева, Восточно-Памирская сдвиговая зона, очевидно, является продолжением Памиро-Каракарумского шва, что свидетельствует о его сдвиговой природе. Большая часть деформаций в Гималаях осуществляется за счет сдвиговых движений, активных и в настоящее время [Molnar, Tarponier, 1975]. Широко распространенные системы северо-западных и субширотных преимущественно правых сдвигов в пределах Казахстана, Средней Азии [Буртман и др., 1963; Суворов, 1968, 1973; и др.] и в других районах, примыкающих к Альпийско-Гималайскому поясу, по-видимому, также отражают характер сдвиговых смещений по Евразийской глобальной зоне.

Таким образом, широкое развитие в Альпийско-Гималайском поясе продольных и косо секущих сдвигов, сомнений не вызывает. При общей продольной зональности пояса, дискордантное положение в нем некоторых блоков и S-образные формы складок в плане трудно объяснить без привлечения механизма сдвигов. Если Пиренейский и Аппенинский полуострова, Сардинию, Корсику и некоторые более мелкие блоки считать обломками гигантской брекчи внутри Евразийской сдвиговой зоны, то их поворот в плане, установленный по палеомагнитным данным [Voo, 1969; Jong De et al., 1973; и др.], можно рассматривать как результат действия пары сил при сдвиго-

ных напряжениях. Повороты этих блоков против часовой стрелки произошли, по-видимому, при левобокowych смещениях, развивавшихся лишь на отдельных участках и эпизодически (например, при смещении Африки на юго-восток), на фоне длительно действующих и широко проявленных в пределах Евразийской зоны правых субширотных и северо-западных сдвигов.

Евразийская зона не ограничивается пределами южной окраины Евразии. В виде зоны дислокаций, свойственных правому сдвигу, она проявляется в океанической коре Северной Атлантики [Григорьев, 1969]. На юго-востоке Евразийская зона трассируется по касательной к Австралии и выражена зоной глубоководных котловин (Новокаледонская, Северо-Фиджийская и др.), которые можно рассматривать как соседвиговые раздвиги, чередующиеся с останцами континентальных блоков S-образной (о-в Суматра совместно с о-вом Ява, Соломоновы острова) и ромбовидной (о-в Новая Гвинея) формы, ориентированных согласно правостдвиговому структурному рисунку. На этом участке Евразийская зона с северо-востока ограничена прямойлинейной цепью глубоководных желобов (Новогвинейский, Западно-Меланезийский, Бугенвильский, Витязя и др.) северо-западного простирания, а на юго-востоке продолжается в виде системы свигов в океанической коре (Эльтанин, Челленджер и др.). На правосторонний характер смещений указывают правый сдвиг северо-западного простирания, рассекающий Австралийскую платформу [Stewart, 1976], правый сдвиг, проходящий через пролив Кука и вращение Суматры по часовой стрелке [Ninkovich, 1976].

В палеозое правые сдвиги Евразийской зоны формировались, вероятно, в процессе смещения Евразии на юго-восток. Однако ранние сдвиговые дислокации практически полностью затушеваны мощными мезозойскими и кайнозойскими шарьяжами. Из сохранившихся древних разломов известен, например, Северо-Пиренейский правый сдвиг, по которому смещения на несколько сотен километров произошли в конце герцинской эпохи [Маттауэр, Анри, 1977]. Значительные смещения Евразии в палеозое подтверждаются формированием синхронных со сдвигами позднепалеозойских фронтальных шарьяжей в результате поддвига кристаллического фундамента Восточно-Европейской платформы под покровные структуры Западного Урала. Фронтальное скупивание масс в палеозое происходило, видимо, и вдоль восточной окраины Азии, но, как и в Приморье, созданные этими процессами структуры, вероятно, были разрушены последующими наложенными сдвиговыми дислокациями Восточно-Азиатской глобальной зоны.

В мезозое и кайнозое смещение Евразии на юго-восток происходило эпизодически. В это время были сформированы некоторые шарьяжные структуры в Корьякском Нагорье [Александров и др., 1975; Зинкевич и др., 1978] и часть надвигов в Приморье [Берсенов, 1964; и др.], в том числе и Сихотэ-Алинская надвиговая зона [Уткин, 1977а], по которой верхнемеловой палеогене-

новый вулканогенный комплекс сорван и, по-видимому, незначительно надвинут в северо-северо-западном направлении. Периодически активизировались движения по Восточно-Азиатским зонам Беньофа, амплитуда надвиговых перекрытий по которым за плиоцен и четвертичный период определяется более, чем в 250 км [Штилле, 1957]. Синхронно формировалась и тыловая структура растяжения Северной Атлантики, которая, вследствие отрыва Евразии от Северной Америки, наложилась на Европейско-Американскую глобальную сдвиговую зону, значительно разрушив ее. Таким образом, дислокации, связанные с движением Евразии в мезозое и кайнозое на восток-юго-восток весьма значительны. Однако они уступают таковым, вызванным смещением этого континента на юго-запад. Следовательно, преобладающим в мезозое и кайнозое движением Евразии было все-таки движение на юго-запад, и Альпийско-Гималайский пояс формировался как область фронтального скучивания масс.

Большой интерес представляют правые сдвиги Северной Америки, сгруппированные вдоль ее западной окраины в Северо-Американскую глобальную сдвиговую зону (см. рис. 43). Есть основания предполагать, что в палеозое и раннем мезозое Евразийская и Северо-Американская зоны продолжали одна другую, ограничивая с юго-запада Лавразийский континент. Эта крупнейшая структура Земли была разорвана и разобщена в мезозойско-кайнозойское время, когда на пути движения Лавразии на юго-запад оказались обломки распавшейся к тому времени Гондваны. Произошло столкновение континентальных глыб, вызвавшее активизацию процессов скучивания масс в Альпийско-Гималайском фронтальном поясе сжатия. Северная Америка, не встретив упора, продолжала двигаться на юго-запад. В результате этого резко ускорились левосдвиговые смещения вдоль Европейско-Американской зоны, которая разорвала Лавразию и разделила Лавразийский пояс сжатия на Альпийско-Гималайский и Северо-Американский (см. рис. 43).

В Северо-Американской зоне, как и в Евразийской, наряду с грандиозными шарьяжными структурами широко развиты правые сдвиги северо-западного простирания: Хайуардский, Инглвудский, Элсинорский, Сан-Джасинто, Сан-Хуан и наиболее крупный и хорошо изученный — Сан-Андреас. Правые сдвиги известны и к северо-востоку от Сан-Андреасского. Это многочисленные сдвиги в пустыне Мохаве [Dibblee, 1960], правый сдвиг Уолкер-Лейн [Gianella, Callaghan, 1934; Mayo et al., 1940; и др.] в провинции Бассейнов и Хребтов. Правые сдвиги наблюдаются и на северо-восточной стороне провинции Бассейнов и Хребтов в зоне Льюиса и Кларка [Кинг, 1961]. Система северо-западных правых сдвигов Северо-Американского пояса сжатия охватывает зону шириной около 1000 км. Здесь не развиты [Лукиянов, 1965] сдвиговые структуры растяжения меридионального простирания, сконцентрированные главным образом в провинции Бассейнов и Хребтов — области интенсивной деструкции континентальной земной коры.

Эта провинция является примером зарождающегося окраинного моря, подобного Охотскому и Японскому. Но, если в Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоне с суммарными амплитудами левого сдвига в несколько тысяч километров, далеко зашедшие деструктивные процессы создали гигантские раздвиги (Японское море) и погрузившиеся ниже уровня мирового океана зоны растяжений (Охотское море), то относительно небольшие позднекайнозойско-четвертичные правые сдвиги по разломам Северо-Американской зоны привели лишь к начальной фазе деструкции континентальной коры. Провинцию Бассейнов и Хребтов с многочисленными субмеридиональными грабенами, хотя и не залитыми морем, но опущенными ниже его уровня и заполненными неогеновыми и четвертичными молассаами, можно рассматривать как эмбрион окраинного моря.

Северо-Американская сдвиговая зона характеризуется длительностью развития. Мезозойские, кайнозойские и современные правые сдвиги здесь проявлены достаточно четко, более древние затушеваны фронтальным скупиванием масс и обнаруживаются по наличию соосдвиговых структур S-образной и ромбовидной формы. Так, в пределах Северо-Американской зоны складки Невадийского пояса, граница эвгеосинклинали и миогеосинклинали палеозойских зон, граница миогеосинклинали и докембрийской платформы и другие структуры характеризуются S-образными очертаниями, объясняющимися правосдвиговыми деформациями [Cagney, 1958]. В ромбовидных формах палеозойских зон, возможно, отражены очертания палеозойских окраинных бассейнов, сформированных в процессе смещения Северной Америки на юго-восток с синхронным развитием Аппалачской зоны фронтального скупивания масс. Как отмечалось, в палеозое на юго-восток смещалась не только Северная Америка, но и Евразия, т.е. смещался Лавразийский континент в целом. Фланговые соосдвиговые зоны растяжения и раздвиги (окраинные моря) вдоль юго-западной окраины Евразии компенсировались палеозойскими отложениями, позднее интенсивно дислоцированными и перекрытыми мезозойско-кайнозойскими шарьяжами Альпийско-Гималайского пояса сжатия. Уже упоминалось, что об относительно быстром смещении Лавразии в палеозое на юго-восток убедительно свидетельствуют каледонские и герцинские фронтальные зоны скупивания масс и прежде всего шарьяжи Аппалачей, Скандинавии, Британских островов и Урала. Следовательно, есть все основания предполагать, что в палеозое Лавразийская зона формировалась как глобальный правый сдвиг, который в мезозое - кайнозое трансформировался в гигантскую зону фронтального скупивания масс. Правосдвиговые смещения, неоднократно подновлявшиеся и активные в настоящее время, привели к смещению и развороту отдельных частей покровных структур в плане, а в некоторых случаях - и к деструкции Альпийско-Гималайской зоны скупивания масс и образованию внутрисдвиговых зон растяжения.

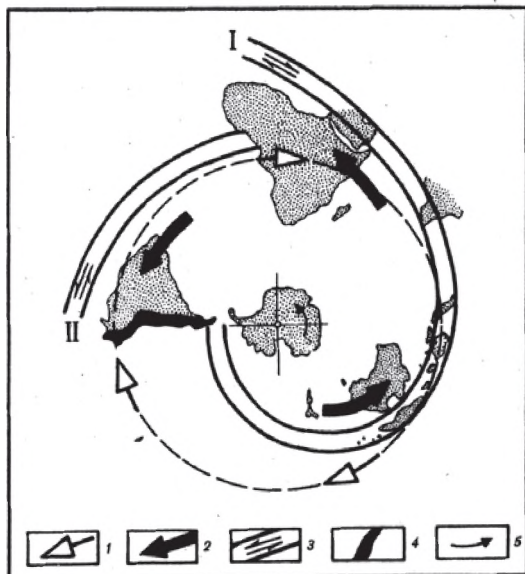


Таким образом, анализ дислокаций Восточно-Азиатской и Евразийской глобальной сдвиговых зон свидетельствует о том, что Евразийский континент поочередно смещался вдоль этих зон: в палеозое — преимущественно на восток-юго-восток, в мезозое — в основном на юго-юго-запад. Изменение направлений смещения Евразии очень четко зафиксировано в трансформации дислокаций на окраинах этого континента, в частности в Приморье.

Установленные связи синхронного формирования глобальных сдвиговых зон, фронтальных поясов сжатия и тыловых зон растяжения Евразии и Северной Америки столь закономерны, что небезынтересно с этих же позиций, хотя бы кратко, рассмотреть смещения и южных континентов.

С юга к Евразийской глобальной сдвиговой зоне примыкают Австралия, Индия, Африка. Можно предполагать, что мезозойские правосдвиговые дислокации в Евразийской зоне могли быть связаны со смещением вдоль этой зоны обломков Гондваны в северо-западном направлении (рис. 44), что согласуется с движением континентов Северного полушария относительно вращения Земли: в направлениях движения континентов обоих полушарий к экватору есть значительная составляющая их западного дрейфа (см. рис. 43, 44). Если Евразийская глобальная сдвиговая зона контролировала дрейф обломков Гондваны, то распад последней происходил, вероятно, следующим образом. Оторвавшись от Антарктиды, часть Гондваны смещалась вдоль Евразийской сдвиговой зоны на северо-запад. Фронтальной областью скупивания масс являлся Индийский пояс сжатия, возможно, продолжавшийся севернее, в районе Канарских островов, двигавшихся вместе с Африкой как одно целое [Carracedo, Taelavera, 1971]. По мере последовательного отставания Австралии, Индии и Африки, формировались тыловые раздвиги — Индийский океан и Южная Атлантика. Причем Южно-Атлантический тыловой раздвиг возник при движении Южной Америки вдоль Африкано-Американской сдвиговой зоны (см. рис. 44), выраженной в океанической коре зоной правосдвиговых деформаций тропической Атлантики [Кленова, Лавров, 1975], а на границе Южной Америки с Карибской плитой — серией эшелонированных правосторонних сдвигов северо-западного простирания [Jordan, 1975].

Такая схема распада Гондваны подтверждается синхронностью событий на флангах: фронте и в тылу двигавшихся блоков. Отделение Индийской плиты от Австралии датируется поздней юрой — ранним мелом. Приблизительно в это же время формируется постоянный шельф восточного побережья Африки [Kent, 1972]. Начало отодвигания Южной Америки от Африки относится ко второй половине юры. В Индийском фронтальном поясе сжатия в позднерурскую эпоху, перед титаном (навадийский орогенез), произошли резкие складчатые движения. Дислокации продолжались и в позднем мелу, достигнув максимума в позднем сантоне. Индийский орогенез в конце мiocена создал современную структуру страны и вызвал поднятие Индийских хребтов [Кэмпбелл, 1977; Ратленд, 1977].



Р и с. 44. Схема смещения континентов Южного полушария

1 - направление вращения Земли, 2 - направление смещения континентов вдоль глобальных сдвиговых зон, 3 - глобальные сдвиговые зоны (цифры на схеме: I - Лавразийская, II - Африкано-Американская), 4 - Андийский пояс сгущения масс, 5 - направление предпологаемого поворота Антарктиды после отрыва от нее Австралии

Многокилометровые сдвиги, достоверно установленные на континентах, к мобилистским построениям и анализам привлекаются одними исследователями очень широко [Пейве, 1961, 1967, 1977; Беньоф, 1966; Воронов, 1968; и др.], другими - игнорируются или учитываются частично. Наше представление о дрейфе континентов вдоль глобальных сдвиговых зон, подтверждает предположение о том, что сдвиги порождены горизонтальным движением континентальных блоков коры. Очевидно и то, что сдвиги, ограничивая блоки коры с боков [Пейве, 1977], надежнее и точнее, чем раздвиги и шарьяжи, отражают направления перемещений масс по латерали. Предполагается (Пейве, 1961, 1967, 1977; и др.), что материал отдельных частей литосферы латерально смещается по многочисленным поверхностям срыва и шарьирования, наиболее грандиозная из которых - тектоническая зона, разделяющая континентальную и океаническую кору и обуславливающая глобальную дискордантность структурного плана океанов и континентов.

Основные положения развития глобальных сдвиговых зон и их роли в смещении континентов сводятся к следующему.

Системы сдвигов сгруппированы в глобальные зоны, развитые преимущественно вдоль окраин континентов. Глобальные сдвиговые зоны ограничивают с боков блоки коры, перемещающиеся по латерали, и в зависимости от уронеи пологих поверхностей срыва могут развиваться только в пределах континентальной коры или проникать глубже, вплоть до астеносферы. Суммарные амплитуды сдвигов по глобальным зонам достигают нескольких тысяч километров и выражаются в виде различных форм соседвиговых дислокаций.

Помимо складчатых структур, надвигов, взбросов и косо секущих складки сдвигов, широко развиты и другие формы латерального перемещения масс, из которых особую роль играют раздвиги.

Зарождение сдвиговых зон в областях с консолидированной корой начинается с формирования эшелонированных раздвигов – рифтогенных структур (например, рифты Красного моря и восточно-африканские в зарождающейся вдоль восточной окраины Африки левосторонней Восточно-Африканской глобальной сдвиговой зоне). Относительно пластичные образования в зоне сочленения латерально смещающихся блоков сминаются в складки и крупные синклинозные и антиклинозные структуры. Сопровождаясь надвигами и взбросами, они обуславливают оседвиговую орогению, что совместно с процессами магматизма и метаморфизма приводит к консолидации коры и, в конечном итоге, – к наращиванию континентов.

Продолжающиеся сдвиговые смещения все интенсивней проявляются в виде раздвигов, разрушающих консолидированные участки коры, созданные оседвиговой орогенией. Раздвиги рассекают складчатые сооружения и играют роль глубоко проникающих каналов, обеспечивающих подток тепловой энергии и глубинного вещества, состав которого, вероятно, зависит и от урона субгоризонтального срыва – тектонической зоны плавления вещества за счет энергии трения. В результате формируются многочисленные рои даек – корни базальтовых покровов и других проявлений орогенного вулканизма, продукты которого перекрывают и вуализуют сдвиговые зоны, образуя вулканогенные пояса. Яркими выраженными грандиозными внутрисдвиговыми раздвигами являются окраинные моря – фланговые по отношению к движущимся континентам активные области растяжения, благоприятные для аккумуляции терригенных осадков и подводного вулканизма. Компенсация фланговых зон растяжения осадочными образованиями протекает на фоне продолжающихся сдвиговых дислокаций, что в конце концов приводит к новому циклу оседвиговой орогении и последующим деструкциям.

Синхронно с развитием фланговых сдвиговых дислокаций формируются фронтальные пояса скучивания масс. Характерным отличием фронтальной орогении от фланговой является образование грандиозных шарьяжных структур. Наиболее глубокие пологие и горизонтальные тектонические зоны скольжения на поверхности Земли находят выход в пределах фронтальных поясов сжатия в виде надвиговых зон Беньофа. В отличие от фронтальных поясов скучивания масс – областей осидания коры континентального типа, в тылу латерально движущихся блоков происходит ее разрушение. Здесь протекает весь комплекс сочетающихся между собой деструктивных процессов [Пушаровский, 1976] – раздвиги, растяжения, распад, погружение. Глубина проникновения раздвигов и зон растяжения, так же как и глубина сдвиговых зон, обусловлена уровнем субгоризонтальных поверхностей скольжения латерально перемещающихся блоков. Корреляцией тыловых, фронтальных и фланговых тектонических процессов определяется направление смещений

континентов. Изменение направления смещений континентальных масс во времени приводило к обратимой трансформации глобальных сдвиговых зон во фронтальные пояса сжатия и шарьяжно-надвиговых дислокаций в сдвиговые, деструктивные формы которых — раздвиги — нарушали сплюснутость и гравитационную устойчивость континентальной коры и обусловили обширный комплекс процессов, связанных с их компенсацией. Широкое развитие получали гравитационные сбросо-оползневые явления, а также подъем и внедрение в раздвиги пластичных продуктов коры и верхней мантии.

Выделяются две системы глобальных сдвиговых зон: северо-восточная и северо-западная (см. рис. 43). Ориентированные практически повсеместно под углами  $30-60^\circ$  к меридиану сдвиговые зоны являются структурами скола, зародившимися под влиянием меридионального глобального сжатия, которое, вероятно, обусловило и сплюснутость Земли. Эти системы сколов необходимо рассматривать как естественные элементы хрупкой деформации жесткой литосферы в результате полярного сжатия. Сколовые разрывы литосферы представляют благоприятные пути для перемещений континентов. Удивительно четкая симметрия ориентировки глобальных сдвиговых зон и направлений движения континентов относительно экватора и оси вращения Земли (см. рис. 43) проще всего объясняется ротационным режимом Земли. Известно, что при ее вращении возникают центробежные (полусобежные) силы, стремящиеся сместить континенты в сторону экватора. Одновременно на внешнюю геосферу действуют силы, обуславливающие западный [Надаи, 1969; и др.] и восточный [Тверский, 1936; и др.] дрейф блоков коры. Относительная величина этих сил зависит от скачкообразных изменений угловой скорости вращения Земли. Суммируясь с постоянно действующими полусобежными силами, они, вероятно, и определяют дрейф континентов и его направление. На фоне длительных, охватывающих целые периоды [White, 1977, и др.], сравнительно плавных изменений угловой скорости вращения Земли вокруг своей оси наблюдаются резкие скачки, длящиеся от 1 до 30 и более лет, и имеющие разные величины и знаки, чередующиеся без определенной зависимости [Парийский, 1955; и др.]. С нестабильным вращением Земли согласуются как длительные, так и относительно кратковременные плавные и скачкообразные чередования смещений континентов по северо-восточным и северо-западным сдвиговым зонам. В траектории движений по этим зонам есть либо западная, либо восточная составляющая дрейфа континентов к экватору, соответствующая ускорению или замедлению вращения Земли. Соответствие пространственно-временных и динамо-кинематических закономерностей развития глобальных структур Земли с закономерностями ее ротационного режима — по-видимому, не случайное совпадение, а отражение, возможно, главенствующей роли ротационных сил в тектонической жизни нашей планеты.



## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изложенные в работе результаты изучения сдвиговых дислокаций Приморья позволяют сделать следующие выводы и предложения.

Глубинные левые сдвиги северо-восточного простирания, прослеживаясь на многие сотни километров, ограничивают узкие (20–100 км) блоки, смещенные относительно друг друга на десятки и сотни километров. Блоки сложены разновозрастными образованиями и характеризуются резкой геолого-структурной контрастностью, обусловленной их последовательным с запада на восток формированием. К сдвигам, ограничивающим блоки, северо-восточная складчатая система ориентирована косо. Складчатые сооружения погружаются на северо-восток, подчеркивая наклонно-моноклинальное положение смятых в складки осадочных и вулканогенных образований.

Моноклинальное строение блоков и Приморья в целом обусловлено погружением в направлении на восток структурно-фациальных комплексов, разделенных структурными несогласиями, осложненными шарьяжно-надвиговыми тектоническими срываами. Нижний комплекс моноклинали представлен среднепалеозойскими – раннемезозойскими эвгеосинклинальными образованиями, шарьярованными по Приморскому сдвигу-надвигу на древний Ханкайский массив.

В процессе длительного и разнонаправленного конседиментационного смещения этих образований по Приморскому разлому, по-видимому, были сформированы: тектонический меланж, олистостромы и шарьяжные покровы, впоследствии в результате трансформации Приморского надвига в левый взбросо-сдвиг и сдвиг смятые в систему северо-восточных складок. В косо срезанных ядрах антиклиналей эродированы офиолиты, возможно, представляющие реликты древней океанической коры – основание среднепалеозойской – раннемезозойской эвгеосинклинали.

Средний комплекс моноклинали представлен нижнемеловыми преимущественно терригенными отложениями, смятыми в систему северо-восточных складок. Ядра погружающихся на северо-восток антиклинорий, сложены преимущественно берриас-валантинскими образованиями. Зона перехода нижнего комплекса моноклинали к среднему часто осложняется тектоническими дислокациями, характерными для надвигов и шарьяжек. Верхний комплекс расположен

на восточной окраине Приморья и представлен верхнемеловыми – палеогеновыми вулканогенно-осадочными образованиями, полого погружающимися от Сихотэ-Алинского хребта на восток под воды Японского моря. Этот комплекс дислоцирован относительно слабо. Здесь выявлена зачаточная складчатая система восточно-северо-восточного простирания. На контакте с интенсивно дислоцированными нижнемеловыми отложениями наблюдаются многочисленные чешуйчатые надвиги, свидетельствующие о шарьировании (по-видимому, незначительном) вулканогенного покрова на северо-северо-запад.

Таким образом, надвинутые друг на друга структурно-фациальные комплексы моноклинали, как и ограниченные сдвигами блоки, в направлении с востока на запад удревняются; в этом же направлении увеличивается их дислоцированность. Следовательно, наращивание континента в сторону океана способствовали и сдвиговые, и надвиговые формы дислокаций. В палеозое смещение континентальных масс происходило преимущественно в восточно-юго-восточном направлении. Осадочные образования зоны перехода континента к океану напозлали на континент по серии чешуйчатых надвигов. В мезозое и особенно в позднем мелу – кайнозое смещение масс осуществлялось в основном в юго-юго-западном направлении по субмеридиональным и северо-восточным левым сдвигам, расчленившим чешуйчато-моноклинальные структуры Приморья.

В начальную стадию сдвиговые дислокации выражались в формировании конседиментационной северо-восточной системы складок, в которые сминались шарьяжно-моноклинальные комплексы разновозрастных отложений. Конседиментационная складчатость, сопровождаясь соседвиговыми надвигами и шарьяжами, постепенно перерастала в соседвиговую орогению. Поскольку соседвиговые дислокации обусловлены латеральным смещением уже консолидированной континентальной коры, орогения в первую очередь охватила участки седиментации, непосредственно примыкавшие к движущемуся на юго-юго-запад континенту. Поэтому в направлении с запада на восток орогения разрасталась, бассейны осадконакопления последовательно мигрировали и, как следствие, континент наращивался в сторону океана. Своей кульминации соседвиговая орогения достигла в позднем мелу (в конце альба море окончательно покинуло пределы Приморья). На следующем этапе широкое развитие получили деструктивные формы сдвиговых дислокаций. В конце позднего мела – кайнозое соседвиговые складчатые сооружения были расчленины многочисленными субширотными, северо-западными и субмеридиональными раздвигами, глубоко проникающими и, следовательно, обусловившими обильный вулканизм. Особенно сильное растяжение (гигантский соседвиговый будинаж) претерпел Прибрежный блок, ограниченный Восточным и Береговым сдвигами, на котором сформировался вулканогенный пояс.

Таким образом, смена направлений смещения континентальных масс привела к трансформации шарьяжно-надвиговых дисло-

каций в сдвиговые, в значительной степени разрушившие и завуалировавшие более древний структурный рисунок. Сдвиговые дислокации, проявляясь в разных формах, охватили все Приморье. Процессом сдвиговых дислокаций легко объясняется формирование и складчатой системы Сихотэ-Алиня, и более поздних поперечных структур растяжения, контролировавших развитие кайнозойских депрессий, вулканотектонических структур и в целом вулканогенного пояса, и проясняют закономерности размещения интрузивных образований, даек, рудных тел и других глубинных инъекций.

Приморье – крупный фрагмент Восточно-Азиатской глобальной сдвиговой зоны, сочленяющий Азиатский и Тихоокеанский геоблоки. Ее основные структурные элементы – субмеридиональные и северо-восточные левые сдвиги, вулканогенный пояс и раздвиги являются главными и для Приморья. Поэтому выявленные в Приморье направления перемещения масс с определением коэффициента сдвига, и установленная пространственная, временная и генетическая связь складко- и раздвигообразования с активными движениями по левым северо-восточным и субмеридиональным сдвигам могут быть полезными для понимания причин и механизма формирования складок, вулканогенного пояса и окраинных морей.

## ЛИТЕРАТУРА

- Аблаев А.Г., Коновалов В.П., Красилов В.А. О возрасте Сихотэ-Алинид. - ДАН СССР, 1972, т. 207, № 3.
- Ажгирей Г.Д. О некоторых важных закономерностях тектонического строения и движения земной коры. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 8.
- Ажгирей Г.Д. Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977.
- Александров А.А., Богданов Н.А., Белобжеский С.Г. и др. Новые данные по тектонике Коряжского нагорья. - Геотектоника, 1975, № 5.
- Аргентов В.В., Гнибиденко Г.С., Попов А.А., Потапов С.В. Глубинное строение Приморья. М.: Наука, 1976.
- Белоусов В.В. Основные вопросы механизма складкообразования. - Бюл. МОИП. Отд. геол., 1947, т. 22, вып. 3.
- Белоусов В.В. О некоторых особенностях механизма тектонических деформаций. - В кн.: Очерки структурной геологии сложно дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970.
- Беляевский Н.А., Громов Ю.Я. Центральный Сихотэ-Алинский структурный шов. - ДАН СССР, 1955, т. 103, № 1.
- Беньоф Х. Движения по крупнейшим разломам. - В кн.: Дрейф континентов. Горизонтальные сдвигания земной коры. М.: Мир, 1966.
- Берсенеv И.И. Схема стратиграфии вулканогенных толщ верхнего мела-кайнозой Сихотэ-Алиния. - В кн.: Совец. по разраб. унифицир. стратигр. схем Дальнего Востока: Тез. докл. и выступлений. Хабаровск: Кн. изд-во, 1956.
- Берсенеv И.И. Основные черты тектоники Приморского края. - В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Берсенеv И.И. О надвиговых и сдвиговых структурах южной части Сихотэ-Алиния. - ДАН СССР, 1964, т. 158, № 4.
- Берсенеv И.И. Как образовалось Японское море? - Природа, 1972, № 12.
- Берсенеv И.И., Кулинич Р.Г., Олейник Ю.Н. и др. Разломы и горизонтальные движения земной коры на территории Приморья. - В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
- Бураго А.И., Рыбалко В.И., Фремд Р.М. Сихотэ-Алинский вулканический пояс. - В кн.: Сихотэ-Алинский вулканический пояс и другие структурно-фациальные зоны Приморского края, Владивосток: Дальневост. политехн. ин-т, 1968.
- Бурдэ А.И., Неволин Л.А., Соловьев В.О. Даубихинский разлом. - Сов. геол., 1963, № 5.
- Буртман В.С., Лукьянов А.В., Пейве А.В., Руженцев С.В. Разломы и горизонтальные движения земной коры. - Тр. ГИН АН СССР, 1963, вып. 80.
- Василенко В.П., Ключев В.К. Глубинное строение восточной части Приморья и закономерности размещения оловярудных месторождений. -



- В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1973.
- Воронов П.С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л.: Наука, 1968.
- Врублевский А.А. Разрывные нарушения юго-восточной части Сучанского прогиба. - Геол. и геофиз., 1971, № 10.
- Врублевский А.А., Сорокин Б.К., Уткин В.П. и др. О соотношении дислокации Восточно-Сихотэ-Алинского вулканического пояса и его складчатого основания. - ДАН СССР, 1977, т. 235, № 4.
- Гарецкий Р.Г., Гейман Б.М., Кирюхин Л.Г. Туранская плита. - В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977.
- Гзовский М.В. Механизм формирования крупных сложно построенных тектонических разрывов. - Разв. и охрана недр, 1956, № 7.
- Гзовский М.В. Математика в геотектонике. М.: Недра, 1971.
- Гзовский М.В. Основы тектофизики. М.: Наука, 1975.
- Геология СССР. М.: Недра, 1969. Т. 32. Приморский край. Ч. 1. Геологическое описание.
- Гнибиденко Г.С. О рифтовой системе дна Охотского моря. - ДАН СССР, 1976, т. 229, № 1.
- Гнибиденко Г.С. Тектоника дна окраинных морей Дальнего Востока. М.: Наука, 1979.
- Григорьев С.С. О возможном механизме образования поперечных структур центральной части Северной Атлантики. - ДАН СССР, 1969, т. 187, № 3.
- Громин В.И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). - Тр. Ин-та геол. и геогр. СО АН СССР. М.: Наука, 1970.
- Егоров А.С. Новые данные по тектонике и метаморфизму железорудной формации Курской магнитной аномалии. - ДАН СССР, 1966, т. 189, № 6.
- Елисева В.К., Липман Р.Х., Святогорова Н.Н. Новые данные по стратиграфии Центрального Сихотэ-Алиня. - Геол. и геофиз., 1977, № 11.
- Зинкевич В.П. Верхнетриасовые олистостромы бассейна р. Мукарылян (Коржское нагорье). - ДАН СССР, 1978, т. 241, № 1.
- Иванов Б.А. Структурно-фациальное и тектоническое районирование Южного Сихотэ-Алиня. - Сов. геол., 1960, № 10.
- Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом (сдвиг). - ДАН СССР, 1961, т. 138, № 4.
- Иванов Б.А. Схема проявления разновременных деформаций в Приморье. - Информ. сб. ПТГУ, 1963, № 6.
- Иванов Б.А. Палеотектонические схемы главных фаз мезозойского тектогенеза Южного Сихотэ-Алиня. - В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.
- Иванов Б.А. Ориентировка напряжений и движения блоков земной коры на контакте континентов и северной части Тихого океана. - В кн.: Давление и механические напряжения в развитии состава, структуры и рельефа литосферы. Л., 1969.
- Иванов Б.А. Возможные причины и общий характер мезозойских и кайнозойских деформаций в районе Японского моря. - Информ. сб. ПТГУ, 1971, № 7.
- Иванов Б.А. Центральный Сихотэ-Алинский разлом. Владивосток: Кн. изд-во, 1972.
- Иванов Б.А. О классификации разрывов и терминологии деталей поверхностей смещения. - Тр. ДВПИ, 1974, т. 58.

- Кей М. Тектоническое развитие Ньюфаундленда. - В кн.: Сила тяжести и тектоника. М.: Мир, 1976.
- Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М.: ИЛ, 1961.
- Кленова М.В., Лавров В.М. Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975.
- Коновалов В.П. Берриасовые и валанжинские отложения Прибрежной зоны Сикотэ-Алиня. - Информ. сб. ПТГУ, 1971, № 7.
- Косыгин Ю.А. Тектоника. М.: Недра, 1969.
- Красилов В.А. Миграция структурных зон Тихоокеанского пояса в меловое время. - ДАН СССР, 1972, т. 207, № 2.
- Красный М.Л. Аномальное магнитное поле Японского моря. - ДАН СССР, 1970, т. 190, № 2.
- Кропоткин П.Н. Краткий очерк тектоники и палеографии южной части Советского Дальнего Востока. - В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1.
- Кропоткин П.Н. Механизм движения земной коры. - Геотектоника, 1967, № 5.
- Кропоткин П.Н., Власов Г.М. Островные дуги западной окраины Тихоокеанского пояса. - В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Крымус В.Н. Разрывная тектоника Копетдага. - В кн.: Тектоника Туркмении. М.: Наука, 1966.
- Кулинич Р.Г. Основные черты глубинного строения Восточно-Сикотэ-Алинского вулканического пояса. - В кн.: Глубинное строение, магматизм и металлогения тихоокеанских вулканических поясов. Владивосток: Кн. изд-во, 1976.
- Кэмпбэлл К. Эквадорские Анды. - В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 2.
- Лазарев А.З. Главнейшие этапы развития складчатой структуры южной половины Дальневосточного края. - Тр. 17-й сессии МГК, 1939, вып. 2.
- Леглер В.А. Новейшие разломы и горизонтальные тектонические движения Восточной Камчатки: Автореф. дис.... канд. геол.-минер. наук. Хабаровск, 1978.
- Липкина М.И., Липкин Ю.С. Стратиграфия и особенности литологии рифей юга Ханкайского массива. - В кн.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток: Кн. изд-во, 1968.
- Лихт Ф.Р. Западно-Сучанский разлом в структуре Южного Приморья. - Геотектоника, 1973, № 6.
- Ломизе М.Г. Базальтовые дайки и разрастание земной коры в Восточной Исландии. - Геотектоника, 1976, № 2.
- Ломизе М.Г. Размещение даек и геодинамические условия базальтового вулканизма в Восточной Исландии. - В кн.: Вулканизм и геодинамика. М.: Наука, 1977.
- Лукьянов А.В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. - Тр. / ГИН АН СССР, 1965, вып. 136.
- Лутц Б.Г. Петрология гранулитовой фации Анабарского массива. М.: Наука, 1964.
- Мазарович А.О. Серпентинитовый мелани Южного Сикотэ-Алиня. ДАН СССР, 1978, т. 241, № 1.
- Маттауэр М., Анри Ж. Пиренеи. - В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1.
- Мейен С.В. О гипотезе перемещения континентов с точки зрения палеофлористики карбона и перми. - Геотектоника, 1969, № 5.
- Меланхолиа Е.Н., Ковылин В.М. Тектоническое строение Японского моря. - Геотектоника, 1976, № 4.

- Мельников Н.Г. Консидиментационные тектониты Южного Сихотэ-Алиня. - Информ. сб. ПТГУ, 1971, № 7.
- Мельников Н.Г. История геологического развития Юго-Восточного Приморья в среднем палеозое - раннем мезозое; Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток: Кн. изд-во, 1973.
- Мельников Н.Г., Голозубов В.В. Консидиментационный тектонический покров мезодуречья Журавлевки-Павловки. - В кн.: Тезисы докладов 24-й научно-технической конференции. Владивосток: ДВПИ, 1977. Ротапринт.
- Милановский Е.Е. Проблема происхождения и развития структуры Северной Атлантики. - В кн.: Основные проблемы рифтогенеза. Новосибирск: Наука, 1977.
- Мишкин М.А. Петрология докембрийских метаморфических комплексов Ханкайского массива Приморья. М.: Наука, 1969.
- Мишкин М.А., Леликов Е.П., Овчарек Э.С. Новые данные о метаморфических породах побережья Японского моря в Южном Приморье. - ДАН СССР, 1970, т. 190, № 6.
- Муди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. - В кн.: Вопросы современной зарубежной тектоники. М.: ИЛ, 1960.
- Надаи А. Пластичность и разрушение твердых тел. М.: Мир, 1969. Т. 2.
- Неволин Л.А., Чемерис Б.Д. Сучанский разлом и его связь с другими региональными структурами. - Информ. сб. ПТГУ, 1968, № 6.
- Никитина А.П. Стратиграфия и фацес верхнепалеозойских отложений горы Зарод (Приморский край). - В кн.: Осадочные и вулканогенно-осадочные формации Дальнего Востока. Владивосток, 1968.
- Паклин А.П. О сочленении Центрального и Меридионального разломов и характере движений по ним. - Информ. сб. ПТГУ, 1963, № 4.
- Паклин А.П. О Центральном и Меридиональном разломах Сихотэ-Алиня. - В кн.: Материалы по тектонике и петрографии Тихоокеанского рудного пояса. Владивосток: Кн. изд-во, 1964.
- Парийский Н.Н. Неравномерность вращения Земли. - Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1955, № 26 (153).
- Парфенов Л.М. О тектоническом районировании. - В кн.: Принципы тектонического районирования. Владивосток: Кн. изд-во, 1975.
- Пейве А.В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. - В кн.: Структура земной коры и деформации горных пород. М.: Изд-во АН СССР, 1960.
- Пейве А.В. Тектоника и магматизм. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1961, № 3.
- Пейве А.В. Разломы и тектонические движения. - Геотектоника, 1967, № 5.
- Пейве А.В. Океаническая кора геологического прошлого. - Геотектоника, 1969, № 4.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В. Главные сдвиги Памира и Тянь-Шаня. - Тр. / ГИН АН СССР, 1963, вып. 80.
- Пейве А.В., Буртман В.С., Руженцев С.В., Суворов А.И. Тектоника Памиро-Гималайского сектора Азии. - В кн.: Гималайский и альпийский орогенез: Докл. сов. геол. на XXII сессии МГК. М.: Недра, 1964.
- Пейве А.В. Глубинные разломы и мобилизм. - В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977.
- Пейве А.В., Яншин А.Л., Зоненшайн Л.П. и др. Становление континентальной земной коры Северной Евразии. - Геотектоника, 1976, № 5.

- Петров А.И. Балтийский щит. - В кн.: Разломы и горизонтальные движения платформенных областей СССР. М.: Наука, 1977.
- Плюснин К.П. Урал. - В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений СССР. М.: Наука, 1977.
- Пушаровский Ю.М. Тектоника Северного Ледовитого океана. - Геотектоника, 1976, № 2.
- Пушаровский Ю.М., Меланхолина Е.Н., Разницын Ю.Н., Шмидт О.А. Сравнительная тектоника Берингова, Охотского и Японского морей. - Геотектоника, 1977, № 5.
- Радкевич Е.А. Особенности минералогии Приморья. - В кн.: Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. М.: Изд-во АН СССР, 1963.
- Радкевич Е.А., Берсенев И.И., Бурдэ А.И. и др. Основные черты геологии и металлогении Приморья. Владивосток: Кн. изд-во, 1968.
- Радкевич Е.А., Томсон И.Н. О региональных поясах и зонах повышенной трещиноватости. - Сов. геол., 1956, № 53.
- Размакхин Ю.Н. Подводнооползневые текстуры в мезозое Центрального Сихотэ-Алиня. - Сов. геол., 1961, № 12.
- Размакхин Ю.Н., Размакхина Э.М. О роговиковых полях Среднего Сихотэ-Алиня и их структурно-металлогеническом значении. - В кн.: Минеральные фации гранитоидов и их рудоносность. М.: Наука, 1966.
- Расцветаев Л.М. Горный Крым и Северное Причерноморье. - В кн.: Разломы и горизонтальные движения горных сооружений. М.: Наука, 1977.
- Ратленд Р. Анды: сегмент Антофагоста. - В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 2.
- Рождественский В.С. Сдвиги Восточно-Сахалинских гор. - ДАН СССР, 1969, т. 187, № 1.
- Руженцев С.В. Тектоническое развитие Восточного Памира и роль горизонтальных движений в формировании его альпийской структуры. - Тр. / ГИН АН СССР, 1968, вып. 192.
- Руженцев С.В., Швольман В.А. Восточно-Памирская зона сдвигов. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 7.
- Рыбалко В.И. Вулкано-тектонические структуры и вулкано-плутонические формации Восточного Сихотэ-Алиня. - В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток: Кн. изд-во, 1968.
- Салун С.А. Тектоника позднемиоценовых и кайнозойских вулканогенных и континентальных образований Сихотэ-Алинской области. - В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.
- Сборщиков И.М. Тектоника Афганистана и проблема структурной эволюции Альпийского пояса (Памиро-Восточно-Иранский отрезок). - Геотектоника, 1976, № 3.
- Севостьянов К.М., Шлейфер В.М. Разрывы Японии. - Экспресс-информ. ОЦНТИ. Общ. и регион. геол., геол. картирование, 1979, вып. 2.
- Силантьев В.Н. Фудзино-Иманский сдвиг. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1963, № 2.
- Силантьев В.Н. О составе и возрасте древних кремнистых толщ Сихотэ-Алиня. - Геол. и геофиз., 1971, № 9.
- Ситтер Л.У. Структурная геология. М.: ИЛ, 1960.
- Соколов Р.И. Тектоника и некоторые закономерности в размещении месторождений полезных ископаемых в Ольга-Тетюкинском районе. - Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1960, № 25.
- Стрельцов М.И. Об эшелонном расположении структур в южной части Курильской островной дуги. - Геотектоника, 1970, № 1.



- Стрельцов М.И. Дислокация южной части Курильской островной дуги. М.: Наука, 1976.
- Суворов А.И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М.: Наука, 1968.
- Суворов А.И. Глубинные разломы платформ и геосинклиналей. М.: Недра, 1973.
- Тварский П.Н. Курс геофизики. Л.: ОНТИ, 1936.
- Тетяев М.М. Основы геотектоники. М.: Геолтекиздат, 1941.
- Тихонов В.И., Удинцев Г.Б. К вопросу о связях между тектонической Камчатки и рельефом ее подводных склонов. - ДАН СССР, 1960, т. 130, № 3.
- Трюмпи Р. Тектоническое развитие Центральных и Западных Альп. - В кн.: Тектоника Альпийской области. М.: Мир, 1965.
- Уткин В.П. Некоторые структурные закономерности рудолокализирующих разрывов. - В кн.: Геология и металлогения Южного Приморья. Владивосток, 1974.
- Уткин В.П. Сдвиговые деформации Центрального Сихотэ-Алиня. - В кн.: Геология Дальнего Востока. Владивосток, 1975.
- Уткин В.П. Сдвиговые зоны Центрального Сихотэ-Алиня. - ДАН СССР, 1976а, т. 228, № 5.
- Уткин В.П. Реконструкция сдвигов Центрального Сихотэ-Алиня. - ДАН СССР, 1976б, т. 229, № 4.
- Уткин В.П. Разрывные нарушения и складчатые сооружения Восточного Приморья. - Изв. АН СССР. Сер. геол., 1977а, № 3.
- Уткин В.П. Сдвиговые дислокации Восточного Приморья: Автореф. дис. ... канд. геол.-минер. наук. Владивосток, 1977б.
- Уткин В.П. Восточно-Азиатская глобальная сдвиговая зона, вулканический пояс и окраинные моря. - ДАН СССР, 1978а, т. 240, № 2.
- Уткин В.П. Эшелонированные разрывные структуры месторождений Приморья. - Геотектоника, 1978б, № 4.
- Фрейд Г.М. Палеовулканология Сихотэ-Алинского вулканического пояса. - В кн.: Проблемы геологии и металлогении вулканических поясов. Владивосток: Кн. изд-во, 1969.
- Хайн В.Е. Основные черты структуры Альпийского пояса Евразии в пределах Ближнего и Среднего Востока (ст. 2). - Вестн. МГУ. Сер. геол., 1969, № 1.
- Хиллс Е.Ш. Элементы структурной геологии. М.: ИЛ, 1967.
- Шило Г.К., Кучук В.В. О глубинных разломах Приморья в свете геофизических данных. - Информ. сб. ПТГУ, 1968, № 6.
- Штилле Г. Современные деформации земной коры в свете изучения деформаций, происходивших в более ранние эпохи. - В кн.: Земная кора. М.: ИЛ, 1957.
- Шека С.А., Октябрьский Р.А. Петрография и оруденение Ариаднинского габбро-перидотитового массива. - Информ. сб. ПТГУ, 1968, № 6.
- Эз В.В. О роли изоклинальной складчатости в структуре беломорид. - Геотектоника, 1967, № 3.
- Эз В.В. Особенности структуры метаморфических толщ. - В кн.: Очерки структурной геологии сложной дислоцированных толщ. М.: Недра, 1970.
- Allen C.R. Circum-Pacific faulting in the Philippines-Taiwan region. - J. Geophys. Res., 1962, vol. 67, N 12.
- Anderson E.M. The dynamics of faulting and dyke formations with applications to Britain. Edinburgh, 1951.
- Caïre A. L'arc calabro-sicilien, le promontoire africain et les coulissements des chaînes alpines méditerranéennes. - Rapp. et proc.-verb. reum. Commis. int. explor. sci. Mer méditerr. Monaco, 1976, vol. 23, N 4a.

- Carey S.W. The tectonic approach to continental drift. — In: *Continental drift: A symposium Tasmania*. Hobart Univ., 1958.
- Carracedo J.C., Taelavera F.G. Estudio paleomagnetico de la serie antigua de Tenerife. — *Estud. Geol.*, 1971, vol. 27, N 4.
- Cloos E. Experimental analysis of fracture patterns. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, vol. 66, N 3.
- De Sitter L.U. La faille nord-pyreneenne dans l'Ariege et la haute Garonne. — *Leidse Geol. Med.*, 1953, vol. 18.
- Dibblee T.W. Geology of the Rogers Lake and Kramer quadrangles, California. (A study of an arca in the central part of the Western Mojave Desert). — *U.S. Geol. Surv. Bull.*, 1960, N 1089-B.
- Dietz R.S., Holden G.C. Miogeoclines (miogeosynclines) in space and time. — *J. Geol.*, 1966, vol. 174, N 5. P. 78-97.
- Gay N.C. The formation of step structures on slickensided shear surfaces. — *J. Geol.*, 1970, vol. 78, N 5.
- Gianella V.P., Callaghan E. The earthquake of December 20, 1932 at Cedar Mountain, Nevada, and its bearing on the genesis of basin range structure. — *J. Geol.*, 1934, vol. 42, N 1.
- Hinxman L.W. West Aberdeenshire, Banffshire parts of Elgin and Inverness: Explanation of sheet 75. — *Mem. Geol. Surv. Scotland*, 1896, N 5.
- Jong De K.A., Manzoni M., Stavenga T. et al. Palaeomagnetic evidence for rotation of Sardinia during the Early Miocene. — *Nature*, 1973, vol. 243, N 5405.
- Jordan T.H. The present-day motions of the Caribbean plate. — *J. Geophys. Res.*, 1975, vol. 80, N 32.
- Kawai N., Kume S., Ito H. Deformation of the Japanese Islands as inferred from rock magnetism. — *Geophys. J. Roy. Astron. Soc.*, 1961, vol. 6, N 1.
- Kennedy W.Q. The Great Glen fault. — *Quart. J. Geol. Soc.*, 1946, vol. 102.
- Kent P.E. Mesozoic history of the east of Africa. — *Nature*, 1972, vol. 238.
- Kimura T. The Akaishi tectonic line in the eastern part of Southwest Japan. — *Japanese J. — Geol. and Geogr.*, 1961, vol. 32, N 1.
- Kimura T. et al. Geologic structures in the Tayabas Isthmus district, Philippines. — *Geol. and Palaeontol. of Southeast Asia*, 1968, vol. 4.
- Kobayashi T. The Sakawa orogenic cycle and its bearing on the origin of the Japanese Islands. — *J. Fac. Sci. Imp. Univ. Tokyo. Sec. 2*, 1941, vol. 5, pt 7.
- Lyons I.B., Snellenburg G. Dating faults. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1971, vol. 82, N 6.
- Mayo E.B., Locke A., Billingsly P. Sierra Nevada tectonic pattern. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1940, N 51.
- McIntyre D.B. The tectonics of the area between Grantown and Momintoul (Mid. Strathspey): Quart. — *J. Geol. Soc.*, 1950, vol. 107, pt 1, N 425.
- Molnar P., Tapponnier P. Cenozoic Tectonics of Asia: Effects of a Continental Collision. — *Science*, 1975, vol. 189, N 4201.
- Ninkovich D. Late cenozoic clockwise rotation of Sumatra. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 29, N 2.
- Norris D.K., Barron K. Structural analysis of features on natural and artificial faults. — *Geol. Surv. Canada*, 1969, vol. 52.
- Norton Matthew F. Appalachian tectonics: 21 Internat. Geol. Congr. Copenhagen, 1960, pt 18.
- Otsuki K. Тахоку дайгаку ригакубу тисицугфу косэйбцугаку кёсиси кэнкё хобун хококу, *Contribs. Inst. — Geol. and Paleontol. Tohoku Univ.*, 1975, N 76.
- Pavoni N. Die Nordanatolische Horizontalverschiebung. — *Geol. Rundschau*, 1961a, Bd. 51.

- Pavoni N. Faltung durch Horizontalverschiebung. — *Eclogae geol. Helvetiae*, 1961b, vol. 54, N 2.
- Pavoni N. Rotierende Felder in der Erdkruste? Sympos. Über rezente Erdkrustenbewegungen. Leipzig, 1962.
- Riedel W. Zur Mechanik geologischer Bruchsheinungen. — *Cent. Miner. Geol. - Paleontol. B*, 1929, vol. 1929.
- Roering C. The geometrical significanel of natural en-echelon crackarravs. — *Tectonophysics*, 1968, vol. 5, N 2.
- Rutland R., William R.A. Tectonic study of part of the Philippine fault Zone. — *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1967, vol. 123, N 4.
- Stewart Jan C.F. Fractures and movement in the Adelaide rift zone. — *Nature* 1976, 264, N 5582.
- Storetvedt K.M. A possible lavge-scale sinistral displacement along the Great Glen of Scotland. — *Geol. Mag.*, 1974, vol. 111.
- Suggate R.P. The Alpine fault. — *Trans Roy. Soc. New Zealand*, 1963, 2, N 7
- Sutton J., Watson J. Structures in the Calodonides between Lock Duich and Glenelg. North-West Highlands Quart. — *J. Geol. Sos. London*, 1959, vol. 114, pt 2, N 454.
- Tchalenko J.S. Ambraseys N.N. Structural analysis of the Dasht-e Bayaz (Iran) earthquake fractures. *Geol. Soc. America Bull.*, 1970a, vol. 81, N 1.
- Tchalenko J.S. Similarities between shear Zones of Different Magnitudes. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1970b, vol. 81, N 6.
- Tja H.D. Slickensides and fault movements. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1964, vol. 75, N 7.
- Vacquier V., Ueyda S. Paleomagnetism of nine seamounts in the Western Pacific and of three valcannoes in Japan. — *Bull. Earthquake Res. Inst., Univ. Tokyo*, 1967, vol. 45, N 3.
- Voo R. van der. Palaeomagnetic evidence for the rotation of the Iberian Peninsula. — *Tectonophysics*, 1969, vol. 7, N 1.
- Walker G.P.J. Geological investigations in Eastern Iceland. — *Bull. Volcanol.*, 1964, vol. 27.
- Winchester J.A. Pattern of regional metamorphism suggests a sinistral displacement of 160 km along the Great Glen fault. — *Nature Phys. Sci.*, 1973, vol. 246.
- Whyte M.A. Tyrning points in Phanerozoic history. — *Nature*, 1977, vol. 267, N 5613.

## ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие .....	3
Введение .....	5
Основы методики изучения сдвиговых дислокаций .....	8
Малые формы деформаций и элементы строения крупных структур .....	11
Складки .....	12
Разрывы .....	20
Сдвиговые зоны Восточного Приморья .....	47
Формирование сдвигов и раздвигов .....	65
Сравнительный анализ дислокаций доверхнемелового складчатого и верхнемелового - палеогенового вулканогенного комплексов .....	72
Блоково-моноклинальное строение и складчатые сооружения Приморья .....	87
Глобальные сдвиговые зоны .....	110
Заключение .....	133
Литература .....	136

**Валентин Павлович Уткин**

### **СДВИГОВЫЕ ДИСЛОКАЦИИ И МЕТОДИКА ИХ ИЗУЧЕНИЯ**

*Утверждено к печати Институтом тектоники и геофизики ДВНЦ АН СССР*

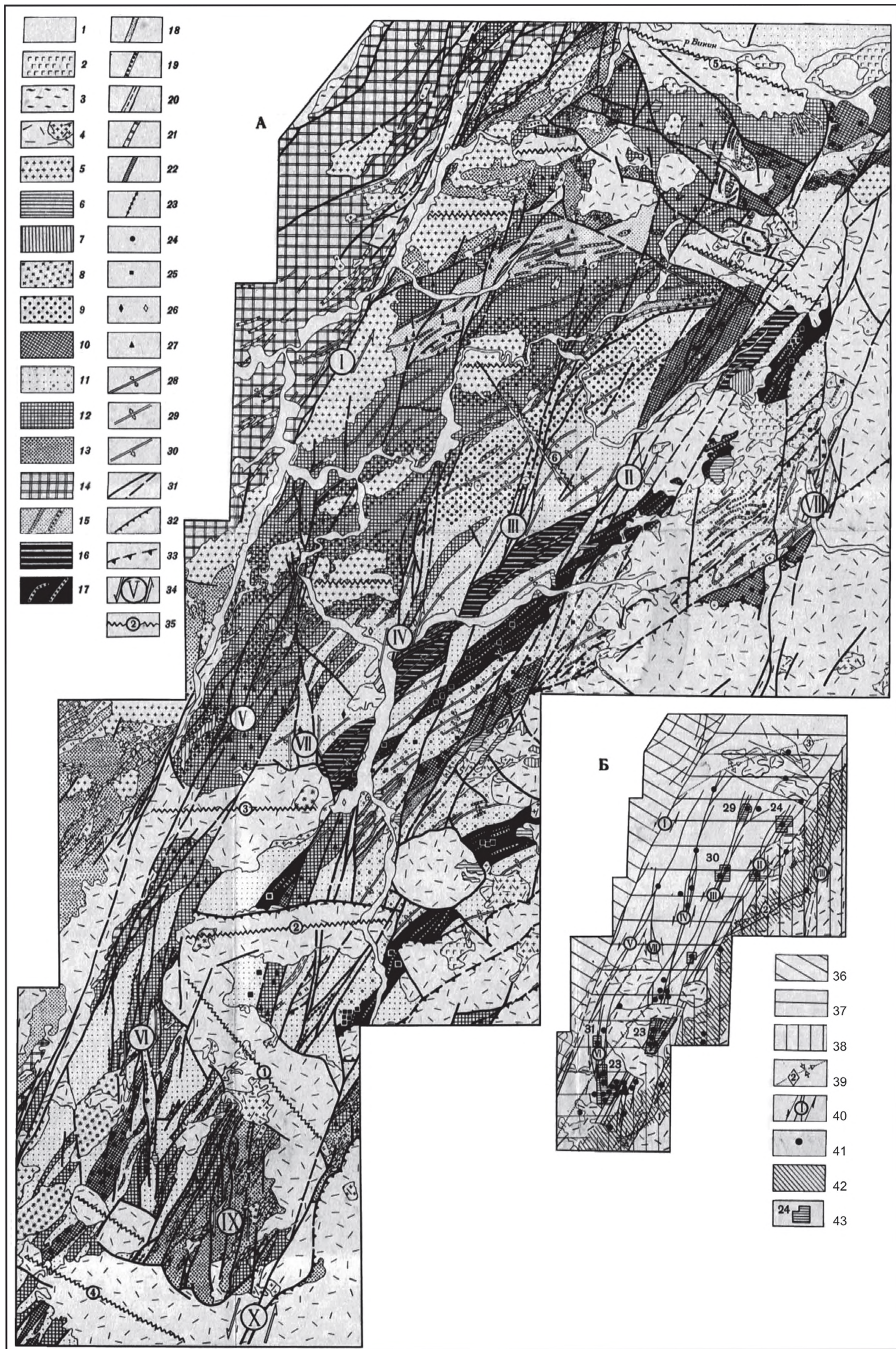
Редактор издательства *В.Я. Енюкова*. Художник *А.А. Кашев*. Художественный редактор *И.Ю. Нестерова*  
Технические редакторы *Г.И. Астахова, Н.М. Петракова*. Корректор *Г.Б. Шишкова*  
ИБ № 17163

Подписано к печати 26.10.80. Т – 19301. Формат 60 x 90 1/16. Бумага офсетная № 1. Печать офсетная  
Усл. печл. 9,0 + 0,9 вкл. Уч.-издл. 11,9. Тираж 1200 экз. Тпл. зак. 1687. Цена 1 р. 80 к.

Издательство "Наука", 117864 ГСП-7, Москва В-485, Профсоюзная ул., д. 90

Ордена Трудового Красного Знамени 1-я типография издательства "Наука",  
199034, Ленинград, В-34, 9-я линия, 12



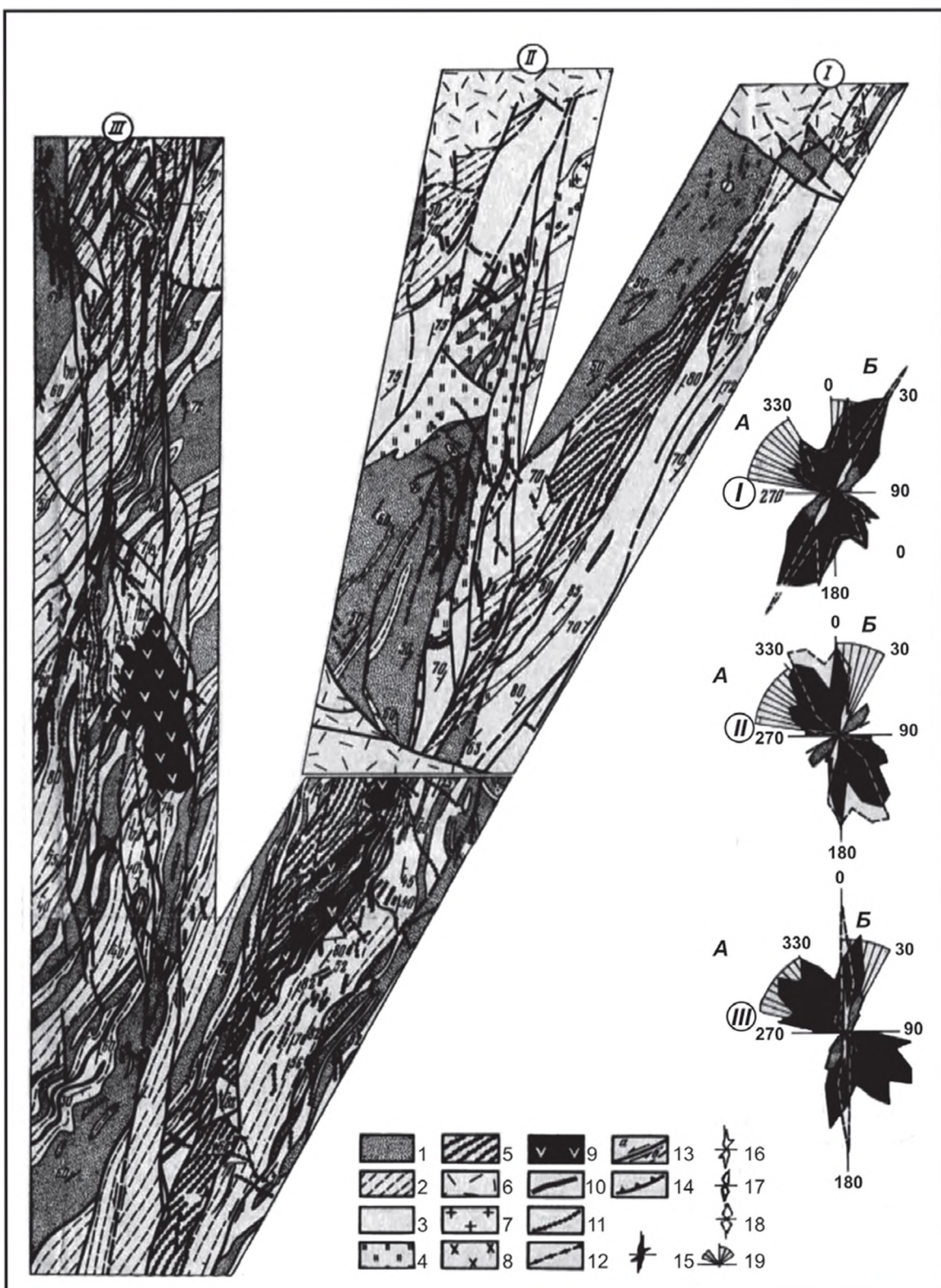


**Рис. 21.** Геолого-структурная карта Центрального Сихотэ-Алия (А) и тектоническая схема (Б). Составлена по материалам геологосъемочных, поисковых и разведочных работ.

1-4 – отложения: 1 – плиоценовые и четвертичные, 2 – неогеновые андезиты, андезито-базальты, базальты, 3 – третичные континентальные, 4 – позднемеловые-палеогеновые вулканогенные и вулканогенно-осадочные, коагматические с ними интрузии; 5-8 – меловые интрузии: 5 – граниты, гранодиориты, 6 – диориты, 7 – габбро, габбро-диориты, 8 – сиениты, граносиениты; 9 – зоны контактового метаморфизма Сихотэ-Алинского и Приморского батолитов; 10-14 – эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные отложения: 11 – средне-верхнеальбские, охарактеризованные фауной тригониид, 11 – нижнемеловые послеваланжинские (дополнительным знаком (кружок) показаны площади, занятые отложениями с апт-альбскими ауцеллинами), 12 – берриасовые и валанжинские, 13 – триасово-юрские, 14 – верхнепалеозойские; 15-17 – маркирующие толщи: 15 – туфогенно-конгломератовая ауцелловая, 16 – кремнисто-терригенная, 17 – конгломератовая ауцеллиновая; 18-22 – маркирующие горизонты: 18 – песчаников, 19 – конгломератов, 20 – алевролитов, 21 – кремней, кремнистых алевролитов, кремнисто-глинистых сланцев с радиоляриями, 22 – порфиритов, спилитов, диабазовых порфиритов, туфов порфиритов, туфитов; 23 – зоны будинажа и рассланцевания; 24-27 – точки находок

нижнемеловой фауны: 24 – альбских тригониид (преимущественно), 25 – апт-альбских ауцеллин (преимущественно), 26 – готерив-аптских иноцерам (не залитый ромбик указывает на находку иноцерам плохой сохранности), 27 – валанжинских ауцелл (преимущественно); 28-29 – оси складчатых структур: 28 – синклиналей, 29 – антиклиналей; 30 – моноклиналное или изоклиналное залегание пород; 31 – тектонические разрывы (пунктир – предполагаемые); 32 – взбросы; 33 – надвиги; 34 – разломы (сдвиговые зоны): I – Центральный Сихотэ-Алинский, II – Восточный, III – Микулинский, IV – Арминский, V – Параллельный, VI – Березовский, VII – Забытый, VIII – Кемский, IX – Кавалеровский, X – Высокогорский; 35 – оси раздвигов: 1 – Якутский, 2 – Березовский, 3 – Ороченский, 4 – Южно-Кавалеровский, 5 – Верхнебикинский, 6 – зачаточный Арминский; 36-43 – (см. Б). 36-38 – тектонические блоки: 36 – Западный, 37 – Восточный, 38 – Прибрежный; 39 – оси синклинориев (2 – Центральный) и антиклинориев (1 – Прибрежный, 3 – Бикинский); 40 – разломы (цифры в кружках те же, что и для знака 34); 41 – отдельные месторождения; 42 – Сихотэ-Алинская надвиговая зона; 43 – детально изученные участки (номера соответствуют рисункам в тексте).

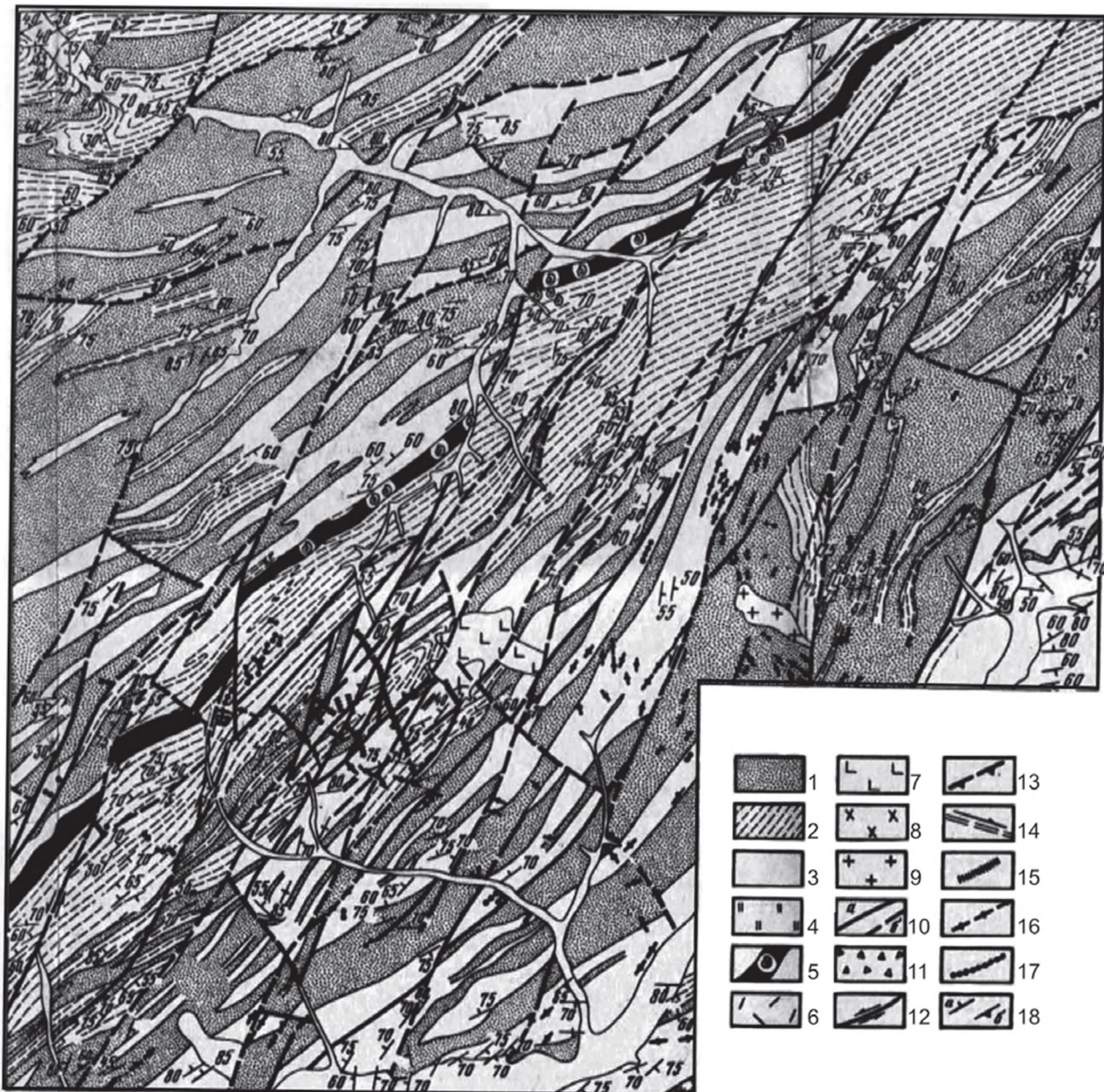




**Рис. 23.** Структура и характер сочленения Березовской и Арминской сдвиговых зон с Восточной.

1 – песчаники и преимущественно песчаники; 2 – алевролиты и преимущественно алевролиты; 3 – переслаивание алевролитов с песчаниками, в том числе и флишоидное; 4 – кремнисто-радиоляриевые образования; 5 – зоны будинажа; 6 – вулканогенно-осадочные верхнемеловые-палеогеновые образования; 7 – граниты; 8 – гранодиориты, диориты; 9 – андезиты, дациты; 10 – рудные тела и зоны; 11-12 – дайки: 11 – среднего и

основного состава, 12 – кислого состава; 13 – разрывы (преимущественно сдвиги) уверенные (а) и предполагаемые (б); 14 – надвиги и сбросы; 15-18 – суммарные розы простираний: 15 – рудных тел, 16 – главных разрывов-сместителей, 17 – осадочных пород, 18 – даек основного и среднего состава; 19 – секторы частотных максимумов простираний рудных тел и даек: А – раздвиговой, Б – сдвиговой. Римскими цифрами обозначены сдвиговые зоны: I – Восточная, II – Арминская, III – Березовская.



**Рис. 24.** Деталь строения Восточной сдвиговой зоны.

1 – песчаники и преимущественно песчаники; 2 – алевролиты и преимущественно алевролиты; 3 – переслаивание алевролитов с песчаниками в различных количественных соотношениях; 4 – кремнисто-радиоляриевые образования; 5 – маркирующий слой песчаников с фауной тригониид (средний-верхний альб); 6 – верхнемеловые-палеогеновые вул-

каногенные образования; 7 – габбро-диориты; 8 – диориты, гранодиориты; 9 – граниты; 10 – разрывы уверенные (а) и предполагаемые (б); 11 – зоны дробления и милонитизации; 12 – сдвиги; 13 – надвиги; 14 – границы эшелонированных структур; 15 – рудные тела; 16-17 – дайки: 16 – кислого состава, 17 – среднего и основного состава; 18 – элементы залегания осадочных пород (а) и разрывов, даек, рудных тел (б)



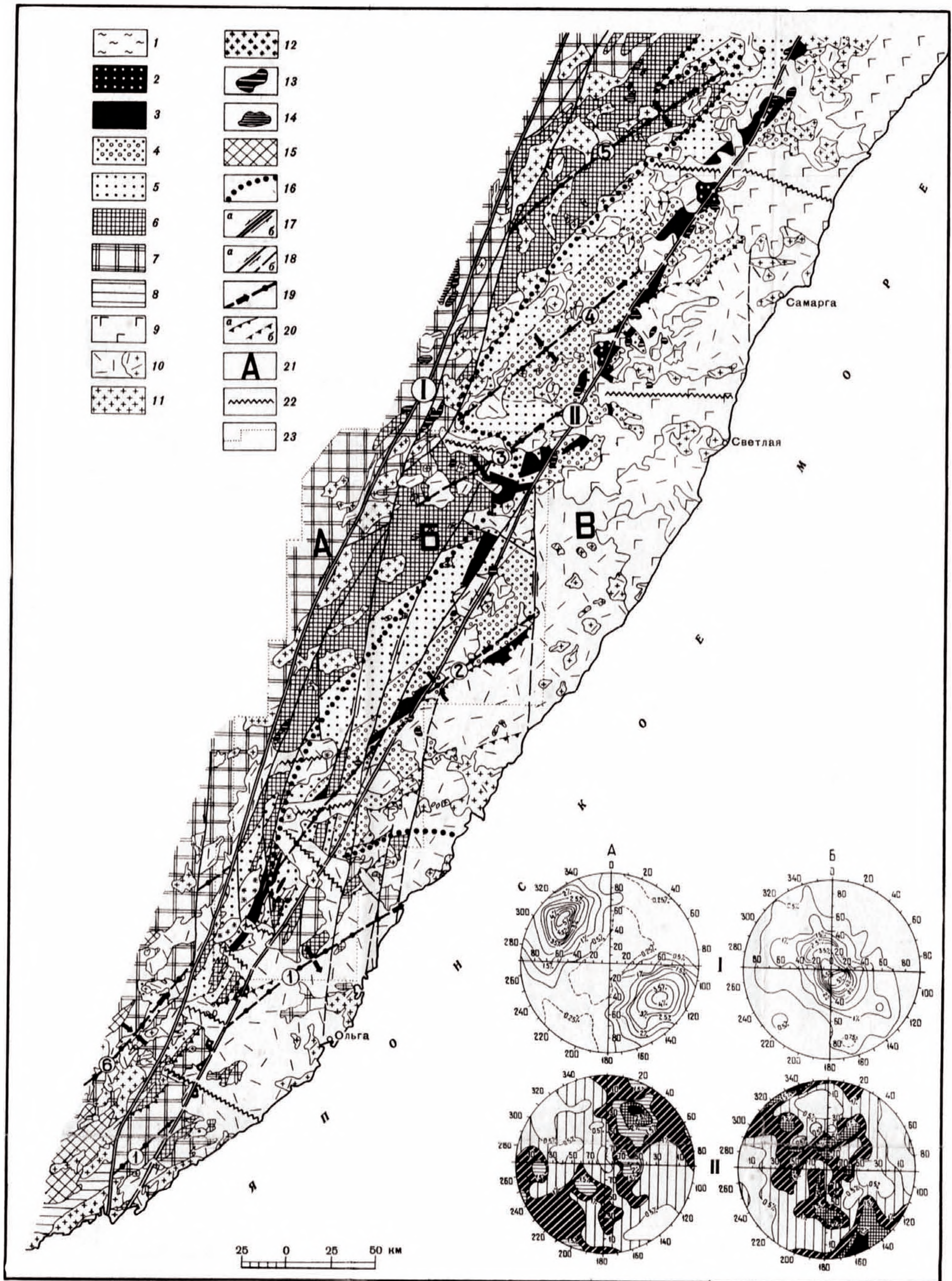


Рис. 22. Геолого-тектоническая схема Приморья и прилегающей части Хабаровского края.

1-2 – отложения: 1 – третичные континентальные, 2 – сенман туронские вулканогенно-осадочные; 3-8 – эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные образования: 3 – средне-верхнеальбские (лужкинская свита), 4 – аптальбские, 5 – готерив-аптские, 6 – берриасовые и валанжинские, 7 – верхнепалеозойские и мезозойские домеловые, 8 – среднепалеозойские; 9 – неогеновые андезиты, андезито-базальты, базальты; 10 – поздне меловой-палеогеновый вулканогенно-осадочный комплекс пород и коагматические с ними интрузии; 11-14 – поздне меловые и реже палеогеновые интрузии; 11 – гранаты, гранодиориты, 12 – сиениты, граносиениты, 13 – габбро, габбро-диориты, монцоциты, 14 – диориты; 15 – домеловые палеозойские и мезозойские изверженные и метаморфические породы; 16 – восточная граница площадного развития берриасовых и валанжинских отложений; 17-18 – разломы (сдвиги) уверенные (а) и предполагаемые (б); 17 – первого порядка

(цифры на схеме: I – Центральный Сихотэ-Алинский, II – Восточный), 18 – второго порядка; 19 – оси складчатых сооружений (цифры на схеме: 1 – Прибрежный антиклинорий, 2 – Центральный синклиний, 3 – Бикинский антиклинорий, 4 – Самаргинский синклиний, 5 – Хорский антиклинорий, 6 – Окраинский синклиний); 20 – надвиги уверенные (а) и предполагаемые (б); 21 – и (буквы на схеме: А – Западный, Б – Восточный, В – Прибрежный); 22 – оси раздвигов деструктивного этапа сдвиговых дислокаций; 23 – контуры более детального изученного участка (см. рис. 21).

Диаграммы ориентировки слоистости (I) и тектонических штрихов (II) в складчатом довернемеловом основании (А) и в вулканогенно-осадочном верхнемеловом-палеогеновом чехле (Б). Число замеров слоистости в складчатом основании 4678, в вулканогенном чехле 1921; тектонических штрихов 2413 и 570 соответственно.



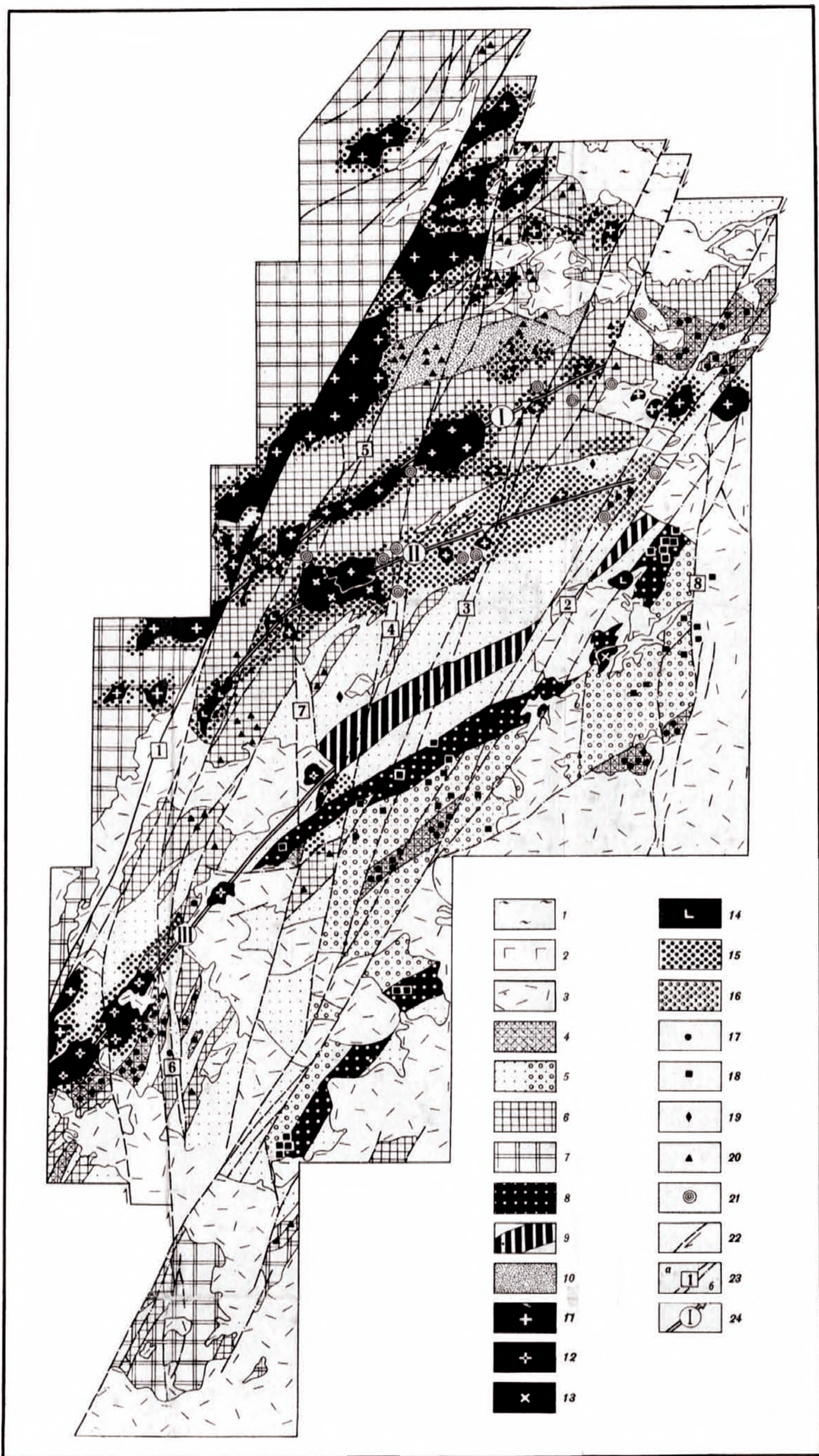


Рис. 32. Палинспастическая карта Центрального Сихотэ-Алия.

1 – третичные континентальные отложения; 2 – неогеновые андезиты, андезито-базальты, базальты; 3 – позднемеловой палеогеновый вулканогенно-осадочный комплекс пород и коагматические с ними интрузии; 4-7 – эвгеосинклинальные и миогеосинклинальные образования: 4 – средне-верхнеальбские, 5 – готерив-патские (дополнительным кружком показаны площади развития апт-альбских отложений с ауцеллинами), 6 – берриасовые и валанжинские, 7 – поздипалеозойские – триасово-юрские; 8-10 – маркирующие толщи: 8 – конгломератовая ауцеллиновая, 9 – кремнисто-терригенная, 10 – туфогенно-конгломератовая ауцелловая; 11-14 – позднемеловые и, реже, палеогеновые интрузии: 11 – преимущественно граниты, 12 – сиениты, граносиениты, 13 – рогово-обманковые гранодиориты, 14 – габбро, габбро-диориты, мон-

циты; 15 – области проявления контактового метаморфизма (роговики); 16 – роговики не выходящие на поверхность; 17-20 – места находок нижнемеловой фауны: 17 – средне-верхнеальбских тригонид (преимущественно), 18 – апт-альбских ауцеллин (преимущественно), 19 – предположительно готерив-аптских иноцерам, 20 – валанжинских ауцелл (преимущественно); 21 – отдельные месторождения; 22 – разрывы сдвиговых зон (стрелками показаны направления реконструкционных сдвигов); 23 – разломы (сдвиговые зоны, а – учтенные, б – неучтенные при реконструкции), цифры на карте: 1 – Центральный, 2 – Восточный, 3 – Микулинский, 4 – Арминский, 5 – Параллельный, 6 – Березовский, 7 – Забытый, 8 – Кемский; 24 – осевые линии батолитов (стрелками показаны направления погружения батолитов); цифры на карте: I, II – батолиты (I – Сихотэ-Алинский, II – Приморский), III – Ара-ратская зона существенно щелочных интрузий.