

557.24

П 40

К. П. ПЛЮСНИН

МЕТОДИКА
ИЗУЧЕНИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ
СТРУКТУР
СКЛАДЧАТЫХ
ПОЯСОВ

Пермь — 1971

МИНИСТЕРСТВО ВЫСШЕГО И СРЕДНЕГО
СПЕЦИАЛЬНОГО ОБРАЗОВАНИЯ РСФСР
ПЕРМСКИЙ ОРДЕНА ТРУДОВОГО КРАСНОГО ЗНАМЕНИ
ГОСУДАРСТВЕННЫЙ УНИВЕРСИТЕТ им. А. М. ГОРЬКОГО

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ РСФСР
УРАЛЬСКОЕ ТЕРРИТОРИАЛЬНОЕ ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ УПРАВЛЕНИЕ

К. П. Плюснин

МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ
(на примере Урала)

ПЕРМЬ — 1971

В книге рассматриваются методы изучения тектонических структур складчатых поясов со сложным складчато-блоковым строением и длительной многостадийной историей развития. К основным первичным тектоническим нарушениям, определяющим главные черты структуры складчатых поясов и земной коры в целом, относятся глубинные разломы — сдвиги, надвиги (поддвиги) и раздвиги, для которых важнейшей особенностью являются крупные горизонтальные перемещения блоков, измеряемые десятками и сотнями километров. Складчатые дислокации, разделяющиеся в работе на ряд генетических типов (складки изгиба, волочения, течения и др.), характеризуются как вторичные формы нарушений. Типичные для складчатых комплексов системы регионального кливажа разлома и течения выделяются в самостоятельные виды тектонических дислокаций горных пород. Описываются способы исследования сложных наложенных и перемятых складчатых дислокаций разных генетических типов и порядков. Рассматриваются геотектонические стадии: рифтовая, вулканических островных дуг, кордильерная, раннеорогенная, позднеорогенная, тафрогенная, отличающиеся разными типами структурообразования и характерные для областей с геосинклинальным типом развития земной коры. Приводится новая классификация тектонических несогласий, в основу которой положен анализ сочетаний трех исходных элементов: стратиграфического, структурного и кинематического (по механизму образования структур).

Пособие предназначено для студентов старших курсов геологических вузов и геологических факультетов университетов и рекомендуется в качестве дополнительного справочного материала для аспирантов, преподавателей, научных работников и для широкого круга геологов.

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ:

Б. С. Лунев (главный редактор), Г. А. Максимович, А. К. Маловичко, В. Ф. Мягков, Б. М. Осовецкий, И. А. Печеркин, П. А. Софроницкий, Н. П. Старков.

Ответственный редактор *П. А. Софроницкий.*

ВВЕДЕНИЕ

В предлагаемой вниманию читателя книге рассматривается один из важнейших разделов общего курса структурной геологии — анализ тектонических структур складчатых поясов. Большой интерес к вопросам строения складчатых поясов вытекает из разных потребностей и прежде всего из необходимости поисков в них залежей полезных ископаемых. Исследование этих тектонических образований, кроме непосредственных практических целей, имеет огромное значение для разработки теоретических проблем происхождения различных дислокаций горных пород, вопросов петрогенеза, формационного анализа, металлогении и др.

Изучение тектонических структур складчатых поясов — лишь часть общей задачи, стоящей перед структурной геологией, но самая сложная по содержанию. Поэтому во всех учебных пособиях им уделяется основное внимание. В данной работе эта часть более детализирована и выделена в виде специального курса — учебного пособия, предназначенного для студентов старших курсов геологических вузов и геологических факультетов университетов. Пособие может быть рекомендовано также в качестве дополнительного справочного материала для аспирантов, преподавателей, научных работников и геологов-съемщиков.

Настоящее учебное пособие, как спецкурс, рассчитано на читателей, знакомых с элементарными основами структурной геологии и другими разделами геологии, а также методами исследований, применяемыми в смежных отраслях науки. Поэтому в книге не рассматриваются самые общие положения, которые обычно вводятся в подобные курсы. Здесь нет сведений о первичных формах залегания горных пород (типах слоистости, текстурах магматических образований и т. п.), исходных понятий теории сопротивления материалов и других данных, необходимых для познания существа описываемых явлений. В ней не приводятся стандартных разъяснений основных тектонических терминов, которые студенты знают с первых курсов (что такое антиклиналь, синклиналь и т. д.). За счет такого «сокращения» значительно расширены характеристики структур, мало освещенных в других пособиях, и больше внимания уделяется новым методам исследований. Это, в частности, касается описания деформаций регионального кливажа и тектонической трещиноватости, определений различных генетических типов складок, способов изучения сложных наложенных и перемятых дислокаций горных пород и др.

Указанные особенности содержания книги обусловлены возросшим практическим значением крупномасштабных геологических съемок, при которых необходим комплексный анализ всех структурных деформаций горных пород. Между тем подготовка кадров геологов-съемщиков для

таких работ не отвечает запросам производства. Одной из основных причин этого является недостаток учебной литературы, в которой освещаются методы детальных полевых исследований и прививается *умение наблюдать*. Таким образом, существует несомненная потребность совершенствования учебных пособий и поисков новых их форм. Данное пособие имеет целью в какой-то мере восполнить этот пробел.

Книга состоит из пяти частей. В первой приводится описание форм проявлений и условий образования разрывных нарушений; во второй анализируются складчатые нарушения. Такая последовательность изложения вызвана необходимостью показать с наибольшей полнотой во всех видах дислокаций вторичный характер основной массы складчатых нарушений и зависимость их от разрывных форм движений. В трех остальных частях рассматриваются специальные методы изучения различных видов региональных глубинных тектонических структур и история их формирования.

В заключительных главах подчеркивается, что уральский складчатый пояс во многом сходен с другими складчатыми поясами Земли. Однако по истории развития все подвижные пояса Земли достаточно хорошо различаются и на этой основе могут быть разделены на отдельные типы. К одному из таких типов относится и Урал.

Некоторые выводы о генезисе структур дискуссионны, и многие из них даны в книге только в порядке постановки вопроса. Однако они необходимы, ибо наталкивают на размышления о происхождении деформаций горных пород. Очевидно, что без генетического подхода к изучению последних структурная геология превращается в формальную описательную науку.

Методика изучения тектонических структур рассматривается во многих учебных пособиях по структурной геологии и геотектонике. Широко известны работы: Ч. К. Лизса (1935), М. А. Усова (1940), Г. Д. Ажигиря (1956), Л. У. Ситтера (1960), В. В. Белоусова (1954), А. Е. Михайлова (1958), Н. И. Буялова (1957), М. П. Биллингса (1949), Н. А. Елисеева (1953, 1967), Е. Ш. Хилса (1967), Р. Fourmarier (1950), П. Н. Кропоткина (1961), Ю. А. Косыгина (1958, 1969), В. Е. Хаина (1964). Все эти работы иллюстрированы особенно характерными примерами структур из разных областей Земли, т. е. содержат очень ценные факты, которые имеют большое значение и для понимания природы тектонических явлений вообще. Однако такой способ составления учебных пособий, основанный на обобщении результатов анализа разрозненных форм нарушений, исключает возможность демонстрации чрезвычайно важных свойств дислокаций — их общих и частных связей, которые естественно возникают в процессе формирования конкретного складчатого сооружения. До определенного времени этот способ оправдывал себя, так как отдельные складчатые пояса не были достаточно и всесторонне изучены. Сейчас же детальность геологического изучения достигла необходимого уровня, при котором материал для иллюстрации может быть получен на основе изучения отдельных представительных тектонических областей. Преимущество такого подхода к методике составления курса структурной геологии несомненно, так как при этом наиболее обстоятельно вскрываются все особенности строения складчатого сооружения как единого целого.

Типичные складчатые пояса, достаточно резко обособленные и с характерными зонами переходов их к другим, смежным тектоническим структурам, региональным и глобальным, немногочисленны. В пределах СССР к таким складчатым поясам относятся: Урал, Верхоянье, Кар-

паты, Кавказ, Тянь-Шань. Но из них только Урал достаточно универсален для изучения всех свойств этих тектонических образований.

Урал является тектонической структурой с длительной многостадийной историей формирования. В его пределах развиты самые разнообразные генетические типы разрывных и складчатых нарушений — по существу здесь представлен весь набор известных структурных форм дислокаций горных пород. Недра Урала издавна служат богатым источником минерального сырья для промышленности нашей страны. Поэтому вполне естественно, что он привлекал к себе внимание ученых уже на самых ранних этапах развития геологической науки в России. Здесь в разное время было выполнено много специальных исследований по петрографии, палеонтологии, стратиграфии, литологии, геоморфологии, палеогеографии, металлогении. На основе уральских материалов созданы также весьма важные работы по тектонике, которые послужили основой для крупных обобщений, оказавших большое влияние на развитие геотектонической науки в нашей стране. В частности, следует указать на учение о глубинных разломах, начало которому было положено А. В. Пейве (1947). Примеры многих уральских структур используются почти во всех учебных пособиях по тектонике (и другим отраслям геологических знаний). Из сказанного видно, что данные по геологии Урала представляют большую познавательную ценность и важны для развития различных научных направлений, в том числе структурно-тектонических.

Современные представления о тектонических структурах Урала в целом основаны на исследованиях Ф. Н. Чернышева, М. М. Тетяева, А. Н. Заварицкого, Е. А. Кузнецова, Л. С. Либровича, Д. В. Наливкина, А. В. Пейве, Б. М. Романова, Н. П. Хераскова, Н. А. Штрейса, Н. С. Шагского, И. И. Горского, А. А. Пронина, А. И. Олли, П. А. Софроницкого, И. Д. Соболева, Г. А. Смирнова, Г. А. Кейльмана. Значительный вклад в дело изучения тектоники отдельных районов внесли геологи-съемщики территориальных геологических управлений, которые, создавая сырьевую базу для промышленности, составили массу геолого-структурных карт и геологических разрезов. В результате всей этой деятельности накопился большой графический и описательный материал по различным видам тектонических дислокаций горных пород, складчатым и разрывным. Наиболее интересные результаты геологических исследований использованы при составлении данной книги.

Исходными данными для настоящего пособия послужили результаты многолетних геологических исследований (геолого-съемочных и специальных тектонических), проведенных автором на Урале, а также опыт чтения лекций по курсам «Структурная геология» и «Геотектоника». Мысль о создании такой работы возникла в связи с пожеланиями преподавателей уральских вузов, геологов-производственников и научных работников, а также аспирантов и студентов, которым приходится постоянно на практике сталкиваться с необходимостью анализа тектонических структур каких-то конкретных районов или использовать уральские материалы для преподавания специальных курсов.

В составлении рукописи и подготовке ее к изданию основная помощь была оказана А. А. Плюсниковой, а также Е. С. Арбановой и П. С. Основиной. Большой труд по редактированию выполнен П. А. Софроницким. При окончательной подготовке книги к печати был учтен ряд ценных замечаний рецензентов — П. А. Шехтмана и И. А. Печеркина. Всем упомянутым лицам и многим другим геологам, оказавшим содействие и помощь в работе, автор выражает свою искреннюю благодарность.

Часть первая

РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ

К разрывным нарушениям относятся: сдвиги, раздвиги, сбросы, взбросы, надвиги, поддвиги, шарьяжи, а также тектонические трещины разных порядков, по которым происходят перемещения блоков горных пород. Для обозначения разрывных нарушений со смещениями применяют общие термины: разлом и разрыв. Им противопоставляются разрывные нарушения с микросмещениями — тектонические трещины.

Разломы — это крупные нарушения в земной коре, обычно резко выраженные, в виде линейных контактов разнородных горных пород. Вдоль них, соприкасаясь, располагаются блоки, различные по геологическому строению и происхождению. Разломы, пересекающие всю земную кору до ее основания, называются глубинными. Разрывами же называют второстепенные, поверхностные дислокации.

Блоковая структура охватывает всю поверхность Земли. Разломы ограничивают главные континентальные блоки и служат естественными границами геосинклинальных областей и платформ. Они же определяют основной структурный рисунок внутренних частей складчатых поясов. Вместе с тем складчатые пояса на Земле занимают более локальные позиции в сравнении с блоковой тектоникой. Они являются лишь элементом структуры континентальных массивов.

Как видно, разрывные нарушения в структуре земной коры, даже при сопоставлении в самой общей форме, значительно превалируют над всеми видами складчатых дислокаций. Поэтому, естественно, в настоящее время складывается представление о первичности разрывных и вторичности складчатых нарушений горных пород. (Ажгирей, 1956; Пейве, 1956, 1960; Моуди, Хилл, 1960; Суворов, 1964).

Однако взаимоотношения разрывных и складчатых нарушений во многом весьма сложны, да и само разделение структур на складчатые и разрывные не всегда достаточно определено. Поэтому прежде всего следует наметить основные исходные принципы такого разделения.

ГЛАВА 1. О СООТНОШЕНИИ ОСНОВНЫХ ФОРМ РАЗРЫВНЫХ И СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Все структурные деформации горных пород разделяются на две основные группы: складчатые (пликативные) и разрывные (дизъюнктивные). Складчатые структуры в основе своей представлены пластически-

ми формами нарушений стратифицированных толщ горных пород, в которых после деформации слои приобретают волнообразные (синусоидообразные) в разрезе дислокации с сохранением непрерывности первичных слоистых текстур. Разрывные же структуры проявляются в расчленении пород на отдельные части (блоки) по трещинам, т. е. являются хрупкой (прерывистой) формой нарушений. При этом образуются новые, или вторичные границы раздела вещественных неоднородностей земной коры, обычно резко несогласные с первичными границами среды — слоями. Для выяснения истории и механизма формирования различных типов нарушений необходимо также выявление первичных и вторичных свойств отдельных генетических типов тектонических структур.

Складчатые и разрывные нарушения всегда тесно взаимосвязаны и обуславливают друг друга. В одних случаях разрывы вызывают пластические изгибы слоев, т. е. являются первичными, в других — чисто складчатые формы первичны по отношению к сопровождающим их разрывам. Это обычно выявляется исходя из определенной естественной последовательности их образования в пределах отдельного региона или разреза. Однако когда анализ приходится начинать с изучения исходных структурообразующих движений, то вопрос этот приобретает более принципиальное значение. При его решении возникает необходимость введения дополнительных понятий для определения главных свойств тектонических структур.

Одним из основных свойств складчатых и разрывных нарушений является *необратимость*, т. е. они представляют собой остаточные деформации, которые сохраняются в земной коре в виде оформленных структур и после прекращения вызвавших их тектонических движений или напряжений. Достаточно четко выраженные тектонические структуры не теряют своих основных свойств также и при наложении более поздних складчатых и разрывных нарушений и лишь приобретают более усиленный либо перемятый вид. Только переплавление пород или полная перекристаллизация их в зонах ультраметаморфизма способны стереть следы ранних дислокаций. Таким образом, естественный период жизни структурных деформаций определяется не сроком действия тектонических напряжений, а длительностью существования породы как устойчивой вещественной модификации. В такой постановке необходимо рассмотреть вопрос о глубине проявления тектонических движений, а также о формах существования структур внутри Земли.

Сейчас распространено мнение, что сфера проявления тектонических процессов охватывает весь земной шар. Материалы геофизических исследований показывают, что к тектоническим явлениям, наблюдаемым на земной поверхности, прямое отношение имеют движения в глубинах Земли вплоть до ее ядра.

Мошность земной коры, согласно геофизическим данным, определяется по глубине расположения границы Мохоровичича (на основании резкого изменения скорости прохождения сейсмических волн). Существует мнение, что эта физическая граница имеет химическую природу; согласно другим представлениям, она является поверхностью фазового перехода. Граница Мохоровичича под океанами находится на глубине 10—15 км, под континентами — 20—80 км, максимально погружается под горными системами (в виде корней гор). В общем эта поверхность неровная, плавно волнистая. Указанные глубинные изгибы земной коры образованы тектоническими движениями, о чем свидетельствует их тесная связь со структурными формами, находящимися на земной поверхности. На основании такой связи поверхностных структурных элементов земной коры с глубинным их отражением волнистая форма

поверхности Мохоровичича может рассматриваться как структурное нарушение складчатого типа.

Ниже границы Мохоровичича располагается мантия Земли, в которой до поверхности ядра выделяют слои (сверху вниз): *B*, *C*, *D*. Слой *B* простирается до глубины 200—400 км и отличается пониженными скоростями прохождения сейсмических волн (астеносфера). Если в нем и есть нарушения в однородности, то незначительные. Слой *C* до глубины 800—900 км неоднороден в пределах больших областей мантии Земли. Слой *D* снова однороден (Магницкий, 1965).

Следовательно, по данным сейсмических и гравиметрических исследований, в астеносфере не проявляются даже самые глубинные складчатые нарушения, в которые вовлечена земная кора в целом как единый эластичный пласт. В астеносфере выравниваются все структурные неровности земной поверхности и в том числе самые крупные из них: континенты и океаны, платформы и геосинклинали, которые по структуре подошвы земной коры могут быть представлены в некотором роде как складчатые формы. Что касается мелких структурных элементов — антиклинорий и синклинорий, отдельных складок, то они приурочены к еще более высоким геосферам. Однако известно, что все перечисленные складчатые структурные формы ограничены или разделены системами глубинных разломов, корни которых находятся значительно ниже подошвы земной коры. Это наводит на мысль, что в основе своей они скорее блоковые, чем складчатые, и, значит, разломы всюду им предшествовали.

Разломы представляют собой физические границы, которые разделяют большие объемы среды, различающиеся по свойствам внутреннего строения. Они создают в земной коре резко выраженную горизонтальную неоднородность, которая отличается большой устойчивостью. Таким образом, разломы длительное время остаются ослабленными зонами, подготовленными для нарушений в первую очередь, так как именно в них тектонические напряжения всегда испытывают преломление и вызывают местные перенапряжения, сопровождающиеся разрывообразованием. На каких же глубинах Земли возможно существование таких структурных элементов?

Решая этот вопрос для известного сдвига Сан-Андреас, Х. Бениофф (1966) определил глубину проникновения разлома всего в 12 км. Он основывался в данном случае на расположении очагов землетрясений вдоль сдвига. Смещения с разрывами, по его мнению, происходят здесь только в верхней, жесткой, части земной коры, а ниже ее, в вязкой среде, напряжения релаксируют.

Однако методы глубинного сейсмического зондирования позволяют установить (по дифракции волн) наличие крутопадающих зон, связанных, видимо, с разломами, которые прослеживаются до основания земной коры. Такие зоны весьма устойчивы как структурные элементы, ибо находятся даже в цоколе древнейших платформенных областей, где они согласны с их общим планом строения. Ниже земной коры никаких устойчивых крутопадающих структурных (плотностных) поверхностей уже не выявляется. Вещество в астеносфере характеризуется повышенной пластичностью и неблагоприятно для разрывообразования. Поэтому период жизни разрывов в астеносфере и более глубоких слоях мантии (*B* и *C*) крайне ограничен. Это объясняется прежде всего тем, что горизонтальная неравномерность физических свойств вещества в указанных слоях сравнительно быстро нивелируется за счет некоторых регулирующих процессов. К последним относятся: полиморфные и фазовые превращения, электронные и химические преобразования вещества, которые в глубо-

ких сферах обуславливаются основными преобразующими факторами глубин — температурой и давлением. В связи с этим основные структурные формы в подкоровом субстрате с устойчивыми плотностными разделами представлены лишь сферическими поверхностями — границами геосфер и обеспечиваются гравитационными силами планеты. Это устанавливается на основе сейсмических и гравиметрических наблюдений: чем больше глубина расположения вещества, тем правильнее в нем сферы, образованные плотностными границами, на которых происходят скачки в изменениях скоростей сейсмических волн.

Глубокофокусные землетрясения (в основном ниже астеносферы), достигающие глубины 700—900 км, как известно (Бениофф, 1958; Магницкий, 1965), объясняют проявлениями глубинных и сверхглубинных разломов. Однако известно также, что формы движения в последних существенно отличаются от таковых в коровых разломах: они во всех случаях имеют наклонное положение к линии горизонта (от 25° до 60°), а в поперечнике (мощность зон) часто значительно превышают по ширине складчатые пояса. Наблюдения за очагами глубокофокусных землетрясений показывают, что им свойственны преимущественно сдвиговые движения. По всем признакам это зоны пластического перемещения глубинного вещества с высокими градиентами скоростей, в которых фиксированные разрывы маловероятны. Поэтому правильнее их называть глубинными зонами течения (скольжения).

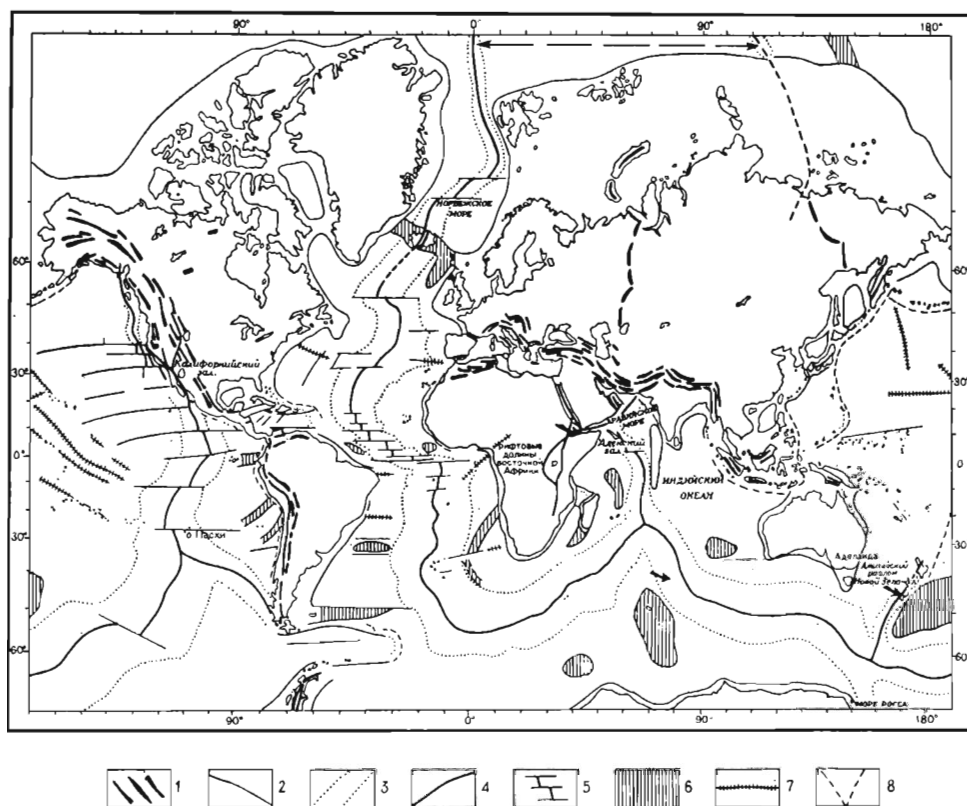
Поверхностные тектонические структуры образуются в результате глубинных процессов. Более уверенно такая связь с глубинными движениями вещества планеты выявляется для разрывных нарушений. Сверхглубинные разломы, или зоны течения, прослеживаемые по расположению очагов глубокофокусных землетрясений, ниже астеносферы имеют те же элементы кинематики, которые наблюдаются и в разломах, расположенных на их продолжении в земной коре.

А. В. Пейве (1956) объясняет образование глубинных разломов процессами течения вещества в мантии Земли. Тем самым предполагается независимость главных разновидностей разрывных структур от складчатых нарушений и одновременно определяются источники сил, которые их вызывают. Поэтому сверхглубокие зоны перемещения вещества необходимо выделять как одну из первичных форм внутримантийных тектонических движений, а проявления соответствующих движений в земной коре, их структурное оформление, следует принимать за первичные формы тектогенеза. Такими первичными нарушениями в указанном смысле являются глубинные разломы, которые прослеживаются в земной коре с помощью геологических и геофизических методов. Таким образом, сейчас можно говорить о существовании первичных глубинных разрывных нарушений, или разломов, которые непосредственно связаны с движениями подкоровых масс Земли и не зависят от складчатых форм движений. Такие разломы первичны и в историческом плане, так как в общем процессе структурообразования им не предшествуют никакие иные известные структуры. Формирование первичных глубинных разломов сопровождается образованием в верхних частях земной коры разнообразных вторичных разрывных нарушений и складок изгиба разной формы и порядков. В связи с вышесказанным глубинные разломы — это структуры большой протяженности, отражающие главнейшие особенности кинематики глобальных перемещений вещества в мантии Земли.

Складки изгиба и некоторые другие складчатые деформации в процессе их формирования очень часто осложняются закономерно связанными с ними обычно небольшими поверхностными разрывными наруше-

ниями. Это вторичные разрывы, которые являются структурами более низкого порядка по сравнению с вторичными разрывами глубинных разломов.

Глубинные разломы, т. е. первичные формы нарушений, представлены в земной коре раздвигами, сдвигами и надвигами. Перечисленные основные разновидности глубинных разрывных структур



Фиг. 1. Главные современные тектонические структуры (подвижные пояса) Земли (по Б. К. Хизену, 1966).

1 — мезокайнозойские горные системы; 2 — границы материковых глыб; 3 — срединноокеанический хребт; 4 — примерное положение рифтовой долины; 5 — главные сдвиги; 6 — асейсмические хребты; 7 — линии вулканов; 8 — глубоководные желоба.

образуют на земной поверхности обширные самостоятельные пояса с устойчивыми, типичными для них формами движения на всем их протяжении. Современные проявления этих структур достаточно хорошо изучены. Глубинные разломы-раздвиги являются основной формой движения в поясах современной активной тектонической деятельности, проявляющейся вдоль глобальной системы рифтовых зон. Системы разломов типа первичных раздвигов прослеживаются в срединноокеанических хребтах, которые находятся в Атлантическом, Индийском и Тихом океанах (фиг. 1). Современные глубинные сдвиги являются характерной особенностью такой же глобальной тектонической структуры — Тихоокеанского подвижного пояса. Система молодых глубинных надвигов приурочена к гигантскому Средиземноморско-Гималайскому альпийскому складчатому поясу протяженностью свыше 10 000 км.

Интересно отметить, что рифтовые зоны с глубинными разломами-раздвигами по простиранию переходят в сдвиговые системы (Исландия, Красное море), а сдвиговые, также по простиранию, сменяются поясами надвигов (Индонезия, Южная Америка). Вместе с тем рифтовые структуры непосредственно не связаны с надвигами, не имеют с ними взаимных переходов и пересекаются ими, т. е. устанавливается принципиальное различие структур сжатия и растяжения. Сдвиговые пояса, являющиеся промежуточной формой движения, несут в себе элементы сжатия и растяжения. Но в типичном виде они также существенно отличаются от структур иного типа, т. е. от надвигов и раздвигов. Приведенные соотношения структур отражают внутреннюю связь всех видов первичных глубинных разрывных нарушений, которая обусловлена единством первопричин тектонических движений на Земле. Только рифтовые системы отражают тектонические напряжения растяжения, а системы шарьяжей — напряжения сжатия.

Из всего сказанного следует, что главные формы блоковых структур связаны с подкоровыми мантийными движениями, их ориентировкой по отношению к подошве земной коры. Ими непосредственно предопределяются три основные генетические разновидности разрывов: раздвиги, сдвиги и надвиги. Первичный раздвиг возникает вследствие прямого растяжения земной коры, для сдвига определяющим является продольный к сместителю сдвиговой момент, а надвиги связаны с областями интенсивного сжатия земной коры, где перемещения происходят вдоль зон скальвания, наклонных к земной поверхности. Основная масса складчатых структур не имеет глубоких корней и по существу не выходит за пределы земной коры. Их происхождение во всех случаях прямо или косвенно связано с разрывными нарушениями. Поэтому есть основание считать, что в складчатых поясах обычные складки всех порядков являются вторичными образованиями по отношению к глубинным разломам и глубинным зонам течения.

ГЛАВА 2. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ВЫДЕЛЕНИЯ ПЕРВИЧНЫХ (ГЛУБИННЫХ) РАЗРЫВНЫХ СТРУКТУР

С помощью современных методов исследований (геофизических, аэрогеологических, детальных геологических съемок) разрывная структура в земной коре определяется весьма уверенно как непрерывная сеть взаимосвязанных нарушений. Однако генетическая природа разрывов в большинстве случаев остается нераскрытой. Изучение же этих вопросов представляет большой теоретический интерес и имеет важное практическое значение, в частности, для поисков полезных ископаемых.

Основанием для определения генетической природы разломов являются элементы кинематики, которые можно наблюдать в зонах сместителей. К этим элементам относятся: наклоны поверхностей сместителей, направления относительных перемещений блоков, амплитуды перемещений, особые формы приразломных дислокаций, своеобразные структурные рисунки блоковых и складчатых нарушений. Кинематические признаки основных генетических типов разломов проявляются по-разному, и благодаря этому их можно достаточно точно различать.

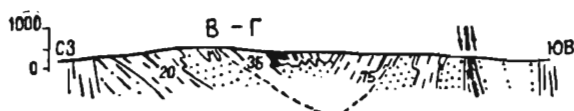
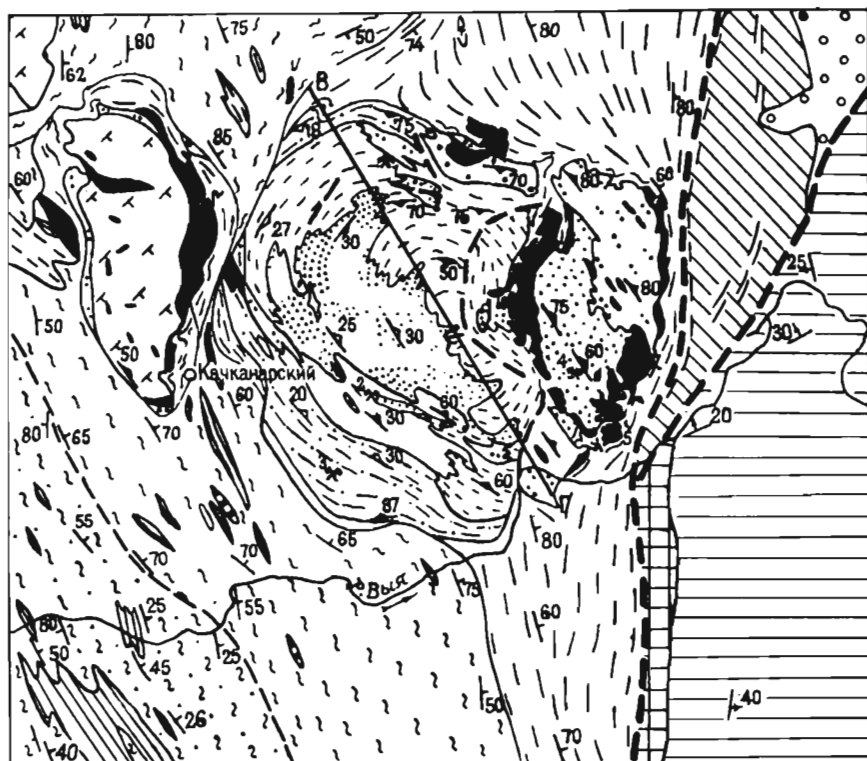
Исследование главных первичных форм нарушений — сдвигов, надвигов и раздвигов, непосредственно связанных с глубинными движениями вещества в мантии Земли, представляется весьма сложной задачей, так как они обычно затушеваны наложенными на них вторичными раз-

рывами. Последние же несут в себе множество смешанных признаков и по характеру движений являются большей частью промежуточными, т. е. представлены сбросо-сдвигами, взбросо-сдвигами, сдвига-надвигами, взбросами и т. п. В первичных раздвигих развиты почти исключительно сбросовые нарушения, в том числе глубинные. Первичные, или глубинные сбросы хотя и сопровождаются различными проявлениями сдвиговых перемещений, но горизонтальная составляющая движений блоков в отчетливо выраженных формах у них развита слабо. Характерна для них также резкая извилистость, ломаный характер структурных линий в плане. Глубинные сдвиги сопровождаются практически всем набором разновидностей разрывных нарушений. С ними связано образование сбросов, сбросо- и взбросо-сдвигов, а также надвигов и сдвига-надвигов. С глубинными же надвигами ассоциируют взбросы, сдвиги, сбросы и все промежуточные формы, т. е. преимущественно структуры сжатия. Сбросы ограничивают рифтовые долины, тектонические впадины и грабены со сложной мозаичной формой блоковых планов; по сдвигам оконтуриваются линейные грабены и горсты; с надвигами связаны тектонические покровы.

В связи с необходимостью выделения первичных (глубинных) и вторичных форм движений по разрывным нарушениям следует определить некоторые внешние признаки глубинности разломов. Одним из таких признаков, как известно (Жуков, 1964; Красный, 1964), является наличие гипербазитов в полостях разрывов либо даже нахождение их вблизи сместителей. Однако во многих надвиговых структурах восточного склона Урала имеются тела ультрабазитов, расположенные в виде линий вдоль пологих поверхностей сместителей явно местного значения, т. е. вторичных по происхождению и поверхностных по своей общей структурной позиции. Вдоль этих тектонических контактов, наряду с брекчиями, местами развиты серпентиниты, которые брекчированы и рассланцованы согласно с ориентировкой тектонических контактов и представляют собой типичные тектониты. Естественно, что эти породы уже не интрузивные, а перемещенные вдоль сместителей в пластическом состоянии под влиянием тектонического сжатия, действовавшего при надвигании пород. Их необходимо рассматривать уже как протрузии (Книппер, 1965). Таким образом, само по себе наличие гипербазитов в полости разломов глубинность их никак не характеризует. Следует также заметить, что в ложе океанов имеется много разломов явно небольшой глубинности и структурно маловыразительных, которые открывали доступ к земной поверхности магматическому глубинному веществу основного и ультраосновного состава. Такими нарушениями, создававшими проницаемость земной коры на всю глубину, являются разломы-раздвиги, к которым на Урале приурочены, в частности, интрузии главного габбро-перидотитового пояса.

Габбро-перидотитовые интрузии на Урале в сравнении со всеми другими складчатыми поясами СССР представлены наиболее широко. Ими образован знаменитый Главный габбро-перидотитовый платиновый пояс. Описанию этих интрузий посвящено большое число специальных петрологических работ (Штейнберг, Булыкин, Ефимов, Малахов, Фоминых, 1968; Булыкин, 1963, 1969; Ефимов, 1963; Ефимов, Ефимова, 1967; Решитько, 1963; Москалева, 1963, 1968; Иванов, 1969). Массивы полнокристаллических гипербазитов сложены дунитами, гарцбургитами, лерцолитами и вторично развившимися по ним вследствие метасоматоза породами — пироксенитами и габбро-норитами. Пояс платиновых интрузий Среднего и Северного Урала, Нуралинский и Хабаровинский массивы Южного Урала, Харбейский массив на Полярном Ура-

ле расположены в западном борту общеуральского палеозойского эвгеосинклинального трога. Массы полнокристаллических гипербазитов находятся также в Рефтинском, Нейвинском, Свердловском, Сахаринском массивах, т. е. в более восточных зонах Урала. По ним уже можно очер-



Фиг. 2. Структурно-геологическая карта района Качканарского массива (по В. А. Решитько, 1963).

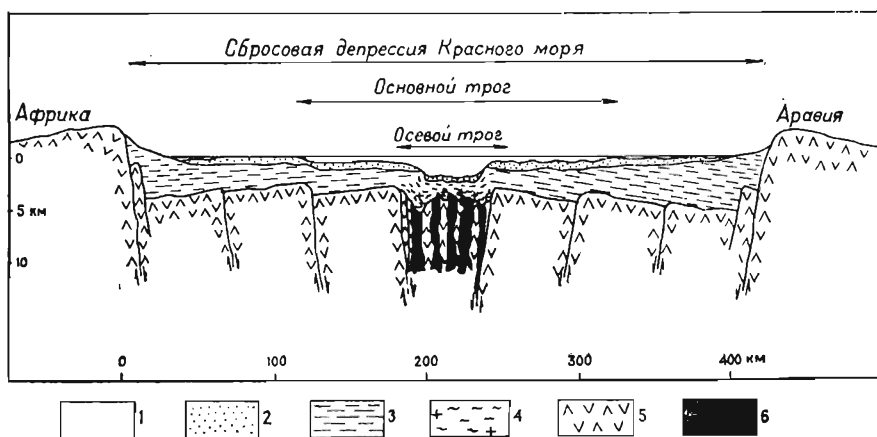
1 — порфиры андезито-базальтового состава и туфы порфиров; 2 — метаморфизованные диабазы с зонами рассланцевания; 3 — метаморфизованные диабазовые порфиры; 4 — порфиры и туфы; 5 — дуниты; 6 — широкообразные тела оливинитов, перидотитов и дунитов; 7 — пироксениты; 8 — рудные зоны Качканарского и Гусевгорского пироксенитовых тел; 9 — габбро нормальные; 10 — габбро биотитовые и габбро-нориты; 11 — пироксениты; 12 — габбро; 13 — амфиболиты; 14 — ортогнейсы; 15 — хлорито-актинолитовые сланцы; 16 — хлоритовые сланцы; 17 — сланцы слюдинокварцевые и частично кварциты; 18 — полосчатость: с углом падения до 45°, с углом падения 45–90° и отвесная; 19 — сланцеватость (гнейсовидность) с углом падения до 90° и отвесная; 20 — слоистость; 21 — линия тектонических нарушений; 22 — старинные выработки.

чивать восточный борт этого трога, который особенно отчетливо выражен на Среднем и Северном Урале вдоль Серовского пояса гипербазитов.

Очень крупные массивы гипербазитов представлены первичными серпентинитами, хризотилowymi и вторично перекристаллизованными антигоритовыми серпентинитами (Штейнберг, Малахов, Булыкин, Чашухин, 1969). Все эти породы, как правило, интенсивно дислоцированы: рассланцованы, брекчированы, будинированы. Естественно, что в таких образованиях очень трудно выявить их первичную природу, т. е. определить, являются ли они все магматическими, как думают многие исследователи, или здесь также имели место амагматические формы внедрения в пластическом состоянии (протрузии).

Ультраосновные породы в современной структуре представлены большей частью поясами серпентинитов. В случае мощных и протяженных тел, приуроченных к разломам, они имеют вид гигантских даек с многочисленными ответвлениями. Однако их первичная внутренняя структура, вследствие интенсивных поздних дислокаций, не сохранилась, и это лишает нас возможности реставрировать кинематику процесса формирования в момент зарождения.

Другой тип обособления перидотитовых масс, тесно связанных с габбровыми и норитовыми породами, на Урале развит весьма совершенно в габбро-перидотитовом платиноносном поясе. А. А. Ефимов и Л. П. Ефимова (1967), исследовавшие Кытлымский платиноносный массив, пришли к выводу, что для отдельных его частей характерно воронкообразное строение. Такая структура этмолитов устанавливается и в ряде других массивов по элементам прототектоники — типичной полосчатости, развитой в габбро-норитах (фиг. 2). Этот факт, по-видимому, свидетельствует о том, что весь платиноносный пояс составлен из цепочек этмолитов, которые своими корнями уходят вглубь и там сливаются в единое тело, приуроченное к разлому.



Фиг. 3. Структурный профиль северной части Красного моря, построенный по геофизическим данным Дрейком и Гедлером (Freund, 1965).

1 — вода; 2 — атоллы, неконсолидированные осадки; 3 — осадочные породы (карбонатные, эвапориты); 4 — осадочные и вулканогенные породы; 5 — породы щита; 6 — основные породы.

По всей вероятности, это был обширный раздвиг в земной коре. Вдоль него глубинные массы поднимались вверх вплоть до земной поверхности, так как залегают они среди ордовикских образований, а их собственный возраст ордовикско-нижнесилурийский. Благодаря большой

активности интрузивного процесса поступление через трубообразные центральные каналы новых масс вещества вызывало раздвигание остывшего материала, а вблизи поверхности — расползание в разные стороны. Одновременно раздвигались и вмещающие породы, которые при этом испытывали дислокации. Поэтому в элементах тектоники вмещающих пород видны следы обтекания массивов в виде приинтрузивных складок изгиба.

Уральский геосинклинальный трог на его раннепалеозойской стадии развития можно сравнить с подобными современными тектоническими формами (метод актуализма). Нам представляется, что наиболее подходящей для такого сравнения является тектоническая впадина (грабен) Красного моря (фиг. 3). Ее строение достаточно детально изучено с помощью геофизических методов, и на этой основе построены многочисленные глубинные профили. Картина формирования этого грабена выясняется в результате изучения современных движений по разломам, связанным с гигантским раздвигом (Милановский, 1969). В раздвиг проникают тяжелые массы ультраосновных пород и базальтового слоя, образуя современные интрузии, которые обнаруживаются в непосредственной близости от дна морской впадины. В целом здесь выявляется характерная рифтовая структура земной коры.

Осевой трог Красного моря весьма напоминает Тагильско-Магнитогорское погружение, в котором, согласно геологическим и геофизическим данным, во многих районах непосредственно под палеозойскими образованиями залегают породы базальтового слоя земной коры, образовавшиеся в зоне такого же раздвига в результате раннепалеозойского рифтообразования.

Таким образом, основные формы залегания пород габбро-перидотитовой формации на Урале своеобразны и подчеркивают главные черты региональной блоковой структуры. Можно выделить следующие их разновидности: пояса гигантских блоковых даек, зоны этмолитов и штоков, а также вторично перемещенные тела гипербазитов (протрузии), представленные пластическими силлами и разломными пластическими дайками и жилами. Ультраосновные интрузии связаны с начальной (рифтовой) стадией развития палеозойской геосинклинали. Протрузии образовались по серпентинизированным массивам в результате неоднократной, повторной мобилизации пластического гипербазитового субстрата при более поздних тектонических движениях. Попадая в зоны разломов, они играли роль смазки в тектонических швах и тем самым облегчали перемещение блоков. Поэтому гипербазиты так часто наблюдаются не только в сдвигах, но и в надвигах, причем в разрывах позднепалеозойского и даже раннемезозойского возраста.

Как можно заключить из сказанного, вопрос о глубинности разломов и первичной их природе решается в основном комплексно, но главным при этом является наличие сохранившихся первичных структур внедрившихся масс основных и ультраосновных пород. Серпентиниты, как было отмечено раньше, не могут служить достаточным признаком глубинности разрывов. Часто же они вообще залегают в виде послойных протрузий, т. е. находятся вне разломов.

Основной анализ строения первичных (глубинных) блоковых структур необходимо вести путем всестороннего изучения систем вторичных разрывных и складчатых нарушений. С крупными раздвигами в рифтовых зонах связаны системы сбросов глубинного заложения (коровые), сопровождающиеся интрузиями основных пород; системы сдвигов отличаются крупными линейными формами сместителей; надвига-

вые системы хорошо выделяются по поясам линейной складчатости и мощным зонам тектонических брекчий (зонам меланжа).

Таким образом, конкретные проявления глубинных разломов и всего комплекса сопровождающих их разрывов весьма разнообразны; они различаются по происхождению, глубинности проявлений, морфологии, ориентировке к линии горизонта и слоям, а также по другим элементам, которые имеют закономерные сочетания и поэтому могут служить достаточным основанием для рациональной классификации.

ГЛАВА 3. КЛАССИФИКАЦИЯ РАЗРЫВНЫХ НАРУШЕНИЙ

Классификации разрывных нарушений весьма многочисленны и приводятся в каждом курсе структурной геологии, а также в отдельных статьях. Однако до сих пор исследователи вносят добавления или исправления в ранее созданные схемы разделения разрывных структур (Михайлов, 1958, 1964; Ажгирей, 1966, 1964; Гзовский, 1954). Классификации разрывов основываются на морфологических, геометрических, генетических признаках, а также на глубинности их проявления.

Одним из существенных вопросов классификации является разделение разломов по глубине заложения. В ряде своих работ А. В. Пейве (1945, 1950, 1956, 1960, 1967) приводит данные о различных морфологических особенностях глубинных разрывных нарушений. В частности, по выдержанности направлений им выделяются следующие типы глубинных разломов: уральский (преобладание одного направления), саянский (два направления), казахстанский (три направления), памирский (дугообразные разломы). В пределах каждого типа указываются их структурные разновидности (разломы периферийных и центральных прогибов, поперечные разломы). Кроме того, А. В. Пейве (1957) выделяет глубинные сбросы, сдвиги и надвиги, находящиеся в динамической связи между собой.

В генетических классификациях производятся подразделения на сдвиги, надвиги, шарьяжи, сбросы, взбросы, поддвиги, раздвиги, сбрососдвиги и т. д. Однако для характеристики генезиса разрывных нарушений необходимо еще выявить связь тех или иных разрывов с какими-то первичными формами мантийных тектонических движений. С учетом этого В. Е. Хаин (1954) предложил генетическую классификацию разрывных нарушений, в которой все тектонические разрывы, в том числе и глубинные, рассматриваются как следствие волновых и складчатых движений. Очевидно, что в такой классификации самостоятельная роль глубинных разломов как первичных форм нарушений отрицается.

Глубинные разломы В. Е. Хаин разделяет по глубинам заложения на сверхглубинные (700—300 км), глубокие (300-Мох) и коровые. В ряде работ по глубинным разломам (Ажгирей, 1964; Михайлов, 1964; Жуков, 1964) рассматриваются различные аспекты этой проблемы: морфология, история развития, приуроченность к планетарным тектоническим элементам. Большой материал о разломах Казахстана собран А. И. Суворовым (1968). Им выявляется динамическая связь всех видов разрывных нарушений, определяются главные и производные сместители, глубинность проявлений сдвигов, надвигов, сбросов (гипо-, мезо- и эпиглубинные), выясняется история их формирования. Много внимания уделяется особенностям строения наблюдаемых структурных рисунков.

Наряду с морфологическими и генетическими (кинематическими) классификациями разрывов существуют геометрические классификации,

которые учитывают: 1) отношения между разломами и пластами (по напластованию, простиранию, падению); 2) направление перемещения относительно простирания слоев; 3) отношение к линии горизонта: пологие разрывы (с углом наклона до 30°), крутые ($30-80^\circ$), вертикальные ($80-90^\circ$).

В предлагаемой нами классификации учитываются только генетические, кинематические и морфологические признаки нарушений. Причем морфология разрывов рассматривается в тесной связи с сопровождающими их новыми тектоническими образованиями — системами блоков и складок. На этой основе выделяются характерные для отдельных систем разломов структурные рисунки или блоковые тектонические поля (табл. 1). Исходным положением для классификации разрывных нарушений является отношение их к глубинному источнику движения. В связи с этим выделяются первичные разломы, отражающие направление и форму перемещения вещества в верхней мантии Земли, и вторичные, в которых одна группа связана с разломами, как вторая производная, а другая — с различными видами складчатых структур.

Кроме перечисленных выше генетических и морфологических определений разломов, необходимо привести также важнейшие описательные термины общего значения, которыми пользуются при характеристике проявлений их в земной коре.

Обязательным элементом строения всех разрывных нарушений является разрушение первичных структур и текстур горных пород, которое происходит в зонах основных сместителей или в непосредственной близости к ним в результате скольжения блоков, при трении и дроблении стенок разрывов. При этом образуется особый класс тектонитов или динамометаморфических пород (какириты, катаклазиты, милониты). В тектонитах, как правило, проявляются и некоторые закономерные структурные элементы (приразломные дислокации), к которым относятся: приразломные складки, сланцеватость, системы трещин скалывания с зеркалами скольжения, элементы линейного течения, будинаж. Тектониты и приразломные дислокации обычно занимают значительные площади. Они простираются на десятки и сотни километров, часто имеют большие мощности (иногда несколько километров) и уходят на недостижимые глубины внутрь земной коры. В общем это вполне оформленные структурно и геометрически геологические тела, которые нередко четко ограничены среди вмещающих образований. Особенно мощные тела таких тектонитов и приразломных дислокаций называют зонами смятия (Иртышская зона смятия).

Границы большинства крупных тектонических структур (антиклинорий и синклинорий, поднятий и погружений) образованы глубинными разломами, которые именуются тектоническими швами. Такие швы отличаются интенсивным разрывообразованием и разнообразием форм проявлений магматизма и метаморфизма. Подобные тектонические зоны обычно представлены сложным набором разрывных нарушений разного генезиса и возраста с длительной историей формирования. Особенности их строения выясняются лишь в результате обширных геологических и геофизических исследований. Если тектонические швы представлены однородной структурой, т. е. в них преобладает какая-то одна форма движения блоков, то они называются соответственно зоной сдвига, зоной надвига и т. д.

Зоны смятия и тектонические швы, однородные или полигенные, обычно состоят из многочисленных разнообразных частных сместителей, которые наблюдаются непосредственно в обнажениях. Эти отдельные сместители содержат определенные объемы тектонитов и прираз-



Таблица 1

Генетическая классификация разрывных нарушений

Порядок структур	Главные элементы динамики	Первичные (глубинные) разломы, связанные с движениями в мантии (основные генетические типы)	Порядок структур	Главные элементы динамики	Вторичные разрывные нарушения, связанные с глубинными разломами	Структурные рисунки на поверхности, связанные с системами разломов			Основные стадии проявления
						Блоковые	Интрузивные	Складчатые	
I порядок (границы тектонических зон)	Растяжение	Разломы раздвиги	II порядок (границы крупных блоков)	Растяжение	Сбросы, сбросо-сдвиги	Система рифтов и грабенов с мозаичной структурой	Гигантские дайки гипербазитов с локальными структурами этмолитов	Конседиментационные штамповые складки — структуры облекания	Рифтовая
		Сдвиги			Сбросы, сбросо-сдвиги, раздвиги	Система локальных раздвигов, кольцевых надкамерных и клиновидных грабенов (кальдер)	Штоки, некки, дайки, силлы, лакколиты, факолиты, гарполиты (габбро, диориты, граниты)	Брахискладки и купола, вулканокупола	Вулканических дуг
	Сдвиг	Сжатие		Сдвиго-раздвиги	Миндалевидные S- и Z-образные кулисные системы блоков, линейные грабены, чешуйчатые надвиги второго типа — сдвиговые (с левым или правым рисунком надвигания)	Дайки разного состава, некки, штоки, силлы	Брахискладки и линейные складки (межразломные складки продольного изгиба)	Геосинклинальная	Кордильеры
				Взбросо-сдвиги, сдвиго-надвиги					
	Сжатие	Надвиги и шарьяжи		Надвиги, взбросы, сбросы, сдвиги	Система шарьяжей; чешуйчатые надвиги первого типа (шарьяжные)	Дайки, силлы, штоки диабазов	Линейная складчатость (складки изгиба-волочения)		Орогенная, посторогенная

Порядок структур	Главные элементы динамики	Вторичные разрывные нарушения, связанные со складками		Структурные рисунки на поверхности, связанные с системами разломов			Основные стадии проявления
		Исходные складчатые нарушения	Виды разрывов	Блоковые	Интрузивные	Складчатые	
III порядка (внутриструктурные)	Сжатие	Складки изгиба	Сбросы, сбросо-сдвиги, взбросы, надвиги	Квадратная система разрывов	Дайки, силы	Нет	Геосинклинальная
		Ороантклинали	Взбросы, взбросо-сдвиги	Система продольных кулисных и прерывающихся разрывов	Локальные продольные дайки	Линейные приразломные складки	Орогенная
	Растяжение	Кливаж-антиклинали	Трещины, растяжения, сбросы	Система сложно-перекрещивающихся в общем криволинейных сбросов	Система перекрещивающихся даек	Нет	
		Диапиры	Сбросы	Радиально-кольцевая система разломов	Инъекции соли, глин	Радиально расположенная система складок течения	Платформенная

ломных дислокаций, которые очерчиваются в более узких зонах. Их следует называть зонами трения или скольжения.

В пределах обширных складчатых поясов или в отдельных их частях (поднятиях, прогибах) зоны разрывных нарушений образуют закономерные сочетания с характерными структурными рисунками, отражающими единый механизм формирования. На этой основе выделяются разные системы разрывных нарушений. Отдельные системы различаются в основном морфологией блоковых форм, которые возникают в связи с формированием раздвигов, сдвигов и надвигов (см. табл. 1).

ГЛАВА 4. СБРОСЫ

Система глубинных сбросов и раздвигов региональных рифтовых зон

Глубинные сбросы в сложно устроенных складчатых поясах являются наименее изученными структурными формами, так как они большей частью передислоцированы и мало сохранились. Кроме того, к ним обычно приурочены интрузии, и поэтому их поверхности, как правило, закрыты, а полости залечены. Вследствие этого первичные морфологические признаки рассматриваемых сбросов оказываются скрытыми. В таких случаях можно лишь косвенно судить о них на основании конфигурации контактов интрузивных тел.

Сбросовые нарушения обнажены обычно очень слабо, и поэтому прослеживать их по геологическим признакам трудно. Для этого часто приходится опираться главным образом на результаты магнитных и гравиметровых съемок, профили сейсмического зондирования, данные дешифрирования аэрофотоснимков. Местами значительную информацию об этих структурах помогают получить морфометрические исследования, которые весьма эффективны в слабоскладчатых районах, например, в северной части Тагильского синклинория.

В современных зонах активного рифтогенеза глубинные сбросы находятся в первозданном виде и имеют достаточно определенные признаки. Подобные структуры обнаружены в Исландии в зоне рифтовой системы Срединно-Атлантического хребта (Хизен, 1966), а также на берегах Красного моря (Милановский, 1969; Freund, 1965; Girdler, 1965). Это очень неровные, ломанные в плане сместители, уходящие на десять и более километров (сейсмические данные) вглубь Земли по прямым траекториям. Штрихи и борозды в них ориентированы по падению, и только в поверхностной части за счет перекосов отдельных глыб возможны наклонные их положения. Им свойственны мощные брекчии трения, локальная рассланцовка и множество сопутствующих оперяющих, большей частью согласных, разрывов. Все эти сбросовые системы приурочены к глубинным раздвигам, проникающим на всю мощность земной коры (см. фиг. 3).

Типичные проявления систем глубинных сбросов на Урале, связанные с раздвигами, представлены нарушениями главного габбро-периодитового пояса, а также разломами, заключающими Серовский пояс гипербазитов. Эти системы сбросов ограничивают Тагильско-Магнитогорское погружение с востока и с запада (фиг. 4). Для них в целом характерно довольно прямолинейное направление, хотя в деталях границы их неправильные, извилистые или ломанные, либо просто угловатые, словно составленные из фрагментов многочисленных, перекрещивающихся в плане сместителей, которые образуют сложную мозаичную сетку. Вглубь

Земли разломы уходят преимущественно по крутым прямолинейным траекториям. Ломаная форма сместителей в плане, видимо, изначальная, т. е. образовалась она в процессе развития нарушений, обрамляющих рифтовые долины. При поздних, унаследованных блоковых движениях происходило усложнение разрывов раннего времени заложения. В современной структуре ранние и поздние разрывы в разной мере определяют строение контактов интрузий и характер блоковых полей.

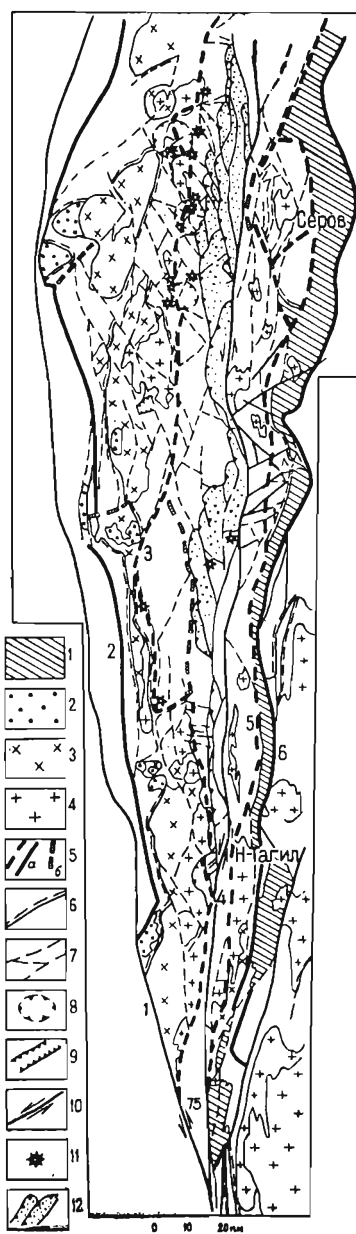
Главные интрузии габбро-перидотитового пояса, как отмечалось выше, сформировались уже на начальной стадии развития уральской палеозойской геосинклинали. Поэтому выявление структурных форм, к

Фиг. 4. Главнейшие разрывные нарушения Тагильского синклинория. Рифтовая структура (составил автор с использованием материалов Ю. С. Каретина, В. Н. Соляника, Ю. П. Сорокина, А. А. Пуркина, Н. С. Лисова, И. И. Зенкова, Б. П. Козина) *.

1 — серпентиниты; 2 — перидотиты и пироксениты; 3 — габбро; 4 — гранитонды; 5 — глубинные сбросы по геофизическим материалам: а) прослеженные на поверхности, б) перекрытые, погребенные; 6 — интрузивные контакты, приуроченные к разломам; 7 — система мозаичных блоков; 8 — системы кольцевых сбросов, кальдеры; 9 — клиновидные надкамерные грабены; 10 — главнейшие сдвиги с амплитудой смещений в километрах; 11 — реликты силурийских вулканических построек; 12 — чешуйчатые сдвиги-надвиги.

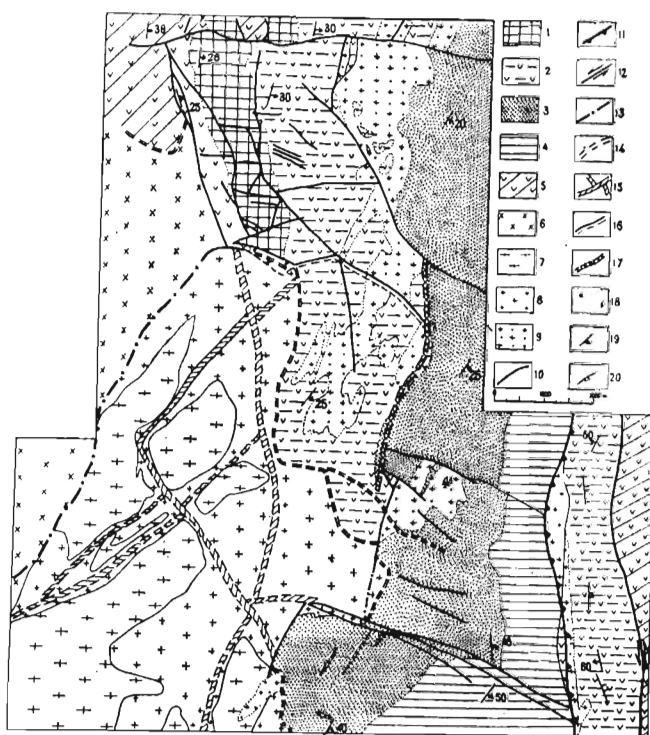
Цифры на схеме: 1 — Дегтярский сдвиг; 2 — Качканарский и 3 — Кушвинско-Павдинский разломы; 4 — Тагильский сдвиг; 5 — Западно-Серовский и 6 — Восточно-Серовский разломы.

* Во всех последующих случаях, где нет ссылок на авторов, графика и фото выполнены К. П. Плюсиным.



которым они приурочены, имеет важное значение для определения динамики и кинематики тектонических процессов этой стадии.

Однако при наличии характерной угловатой ломаной формы массивов (обусловленной разрывами) во многих случаях определяется значительное контактовое воздействие интрузий на вмещающие нижнепалеозойские образования. Следовательно, хотя внедрение и происходило по готовым трещинам, интрузии являлись также активным моделирующим фактором, т. е. в какой-то мере определяли форму своих контактов. Имеются многочисленные факты срывов последних в более позднее время. Такое обновление тектонических контактов интрузий под-



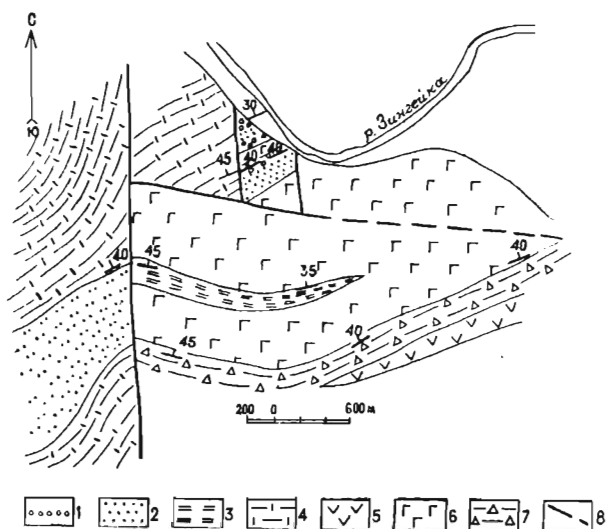
Фиг. 5. Схема мозаичной унаследованной системы блоков Кушвинского рудного района (по материалам Ю. П. Сорокина, А. А. Пуркина).

Туринская свита, толщи пород: 1 — гороблагодатская; 2 — осокинско-колясниковская; 3 — теплогорско-валуевская; 4 — ключевская; 5 — именовская свита. Интрузивные образования: 6 — габбро; 7 — диориты; 8 — сиениты; 9 — сиенит-порфиры. Разрывные нарушения: 10 — сбросы и сбросо-сдвиги, унаследованные; 11 — надвиги; 12 — сдвиги; 13 — разломы (сбросы), разделяющие интрузии, частично залеченные; 14 — разломы (сбросы), залеченные интрузиями; 15 — древняя сеть разломов, использованная интрузиями и частично подновленная при поздних подвижках; 16 — глубинное скрытое положение интрузивного контакта, приуроченного к разлому; 17 — скрытое под осадками положение глубинного разлома (по гравитационной ступени); 18 — контакты: а) стратиграфические, б) интрузивные согласные и секущие; 19 — элементы слоистости; 20 — кливаж разлома.

тверждает вывод о том, что формы их полостей в значительной мере были созданы ранними разрывами. Наличие сбросовых движений и обычное заполнение полостей разрывов крупными интрузивными массивами глубинного происхождения свидетельствуют о раздвиговой природе всей этой системы разломов (фиг. 5).

Особенно наглядно картина блоковой тектоники ранних этапов развития представлена в северной половине Тагильского синклинория, так как поздние складчатые движения здесь проявились очень слабо и первичные блоковые взаимоотношения в силурийских породах другими дислокациями не нарушены. В разрезах по рекам и в карьерах, в детально разбуренных профилях видны многочисленные сбросовые перемещения пород по крутопадающим сместителям. Наиболее типичны три направления разрывов: северо-западное, меридиональное и северо-восточное. В местах проявлений унаследованных сместителей наблюдаются тектонические брекчии и зоны интенсивно развитой трещиноватости с характерными сбросовыми штриховками на зеркалах скольжения; иногда видно местное рассланцевание пород и незначительные линзы милонитов.

Как выявлено детальными геологосъемочными и разведочными работами, сложнейшая блокировка толщ пород в Тагильско-Магнитогорском прогибе имеет место также в силурийских, девонских и нижнекаменноугольных отложениях, где она часто наследует направления, заложенные еще при формировании наиболее ранних блоковых форм (фиг. 6). Такие унаследованные движения по разрывам представляют собой важный материал для реставрации предшествовавших структур. Они свидетельствуют о способности сбросов к многократным повторным унаследованным движениям.



Фиг. 6. Элементы унаследованной мозаичной блоковой структуры в нижнекаменноугольных образованиях (среднее течение р. Зингейки, Магнитогорский синклинорий, Южный Урал).

1 — туфоконгломераты смешанного состава; 2 — туфогенные песчаники; 3 — туфотфы; 4 — фельзитовые порфиры, их туфы и туфолавы; 5 — порфиры пироксен-плагноклазовые; 6 — диабазы и диабазовые порфиры; 7 — лавобрекчии порфиритов; 8 — разломы.

Сложный мозаичный блоковый рисунок хорошо фиксируется на магнитных картах (фиг. 7). Отдельные сместители при этом определяются по цепочкам линейных положительных аномалий, когда к разрывам приурочены субвулканические и гипабиссальные интрузии (дайки, штоки) основных пород, а также по границам магнитных полей, отли-

чающихся характерным рисунком и плотностью изолиний. В большинстве своем указанные резкие границы обособленных магнитных полей подтверждаются явлениями разрывообразования, которые устанавливаются наблюдением на поверхности прямых или косвенных их признаков. Однако значительно больше случаев, когда заметных поверхностных проявлений разрывов не обнаруживается. Обычно эти разрывы перекрыты



Фиг. 7. Магнитная карта. Сложный мозаичный рисунок магнитного поля, характерный для блоковой структуры средней части Тагильского синклиория (Павдинский район, Средний Урал. Выкопировка из магнитной карты Урала, составленной под редакцией Е. М. Ананьевой).

чехлом вулканогенно-осадочных пород, из-под которых они только «просвечивают».

Достаточно хорошо такие погребенные разрывы выделяются на гравиметрической карте. В отличие от магнитной карты, здесь имеется возможность «заглянуть» на большую глубину. Но с помощью гравиметрии прослеживаются лишь главные региональные разломы (по резким уступам в зонах перегибов положительных гравитационных аномалий), связанные с серпентинитовыми поясами. В каждом таком поясе можно наметить две основные стенки разломов (см. фиг. 4), которые обрамляют их с запада и востока и образуют границы глубинных расщелин (раз-

двигов). В главном габбро-перидотитовом поясе вдоль западной стенки выделяется Качканарский разлом, а по другой, восточной, — Кушвинско-Павдинский; в Серовском поясе, соответственно, Западно-Серовский и Восточно-Серовский разломы. Два последних разлома большей частью близки к контактам массивов на поверхности и, кроме того, сопровождаются согласными, более поздними разрывами. Очерчиваемые по гравитационным аномалиям, линии Качканарского и Кушвинско-Павдинского разломов только местами совпадают с поверхностными границами интрузий или поздними разрывами, хотя на глубине это совпадение, видимо, более совершенное. Об этом можно судить по общей конфигурации массивов, имеющих преимущественно угловатую форму. Угловатая и удлиненная по простиранию разрывов форма основных интрузий отражает в общих чертах горизонтальные очертания полостей раздвигов. Согласно геологическим и геофизическим данным, отдельные интрузии простираются на сотни километров, и, следовательно, такую же протяженность имели полости клиновидных раздвигов, в которые они проникали.

Таким образом, первичные разломы-раздвиги и сопровождающие их сбросы — это наиболее ранние геосинклинальные структуры Урала, которые формировались в обстановке интенсивного растяжения земной коры, развивавшегося на всю ее глубину и на всем протяжении складчатого пояса (свыше 2000 км). Они являются основными структурами растяжения, вдоль которых на земную поверхность получали доступ массы подкорового вещества. Региональные раздвиги и мозаичная система блоков — типоморфные структуры, отражающие особый режим развития земной коры.

Системы локальных раздвигов, кольцевых сбросов и надкамерных грабенов (кальдер)

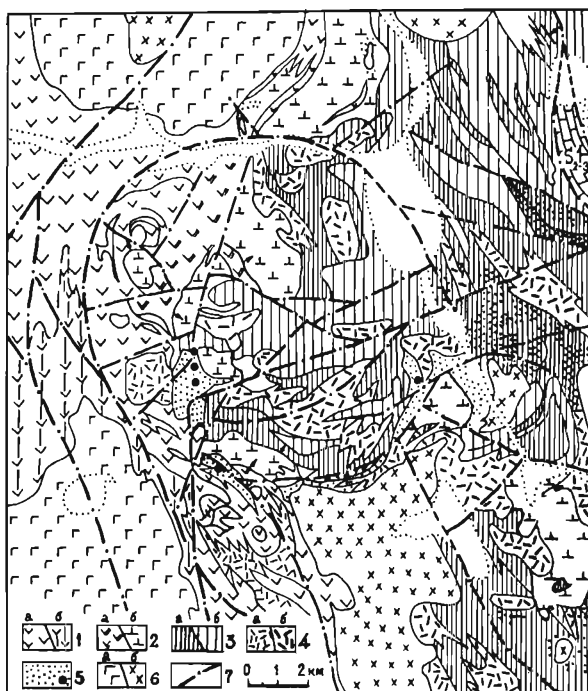
Установлено, что на разных этапах развития геосинклинального трога формы раздвигов имеют свои особенности. Если на рифтовой стадии они носили региональный характер, то в дальнейшем зоны растяжения локализовались и приобрели вид местных тектонических впадин вблизи главных зон разломов, где они формировались в качестве вторичных разрывных структур. По планировке можно выделить две их морфологические разновидности: кольцевые и клиновидные локальные раздвиги.

Основными формами локальных раздвигов являются клиновидные. Они связаны с неравномерными движениями сбросо-сдвигового характера вдоль блоков, обладающих неправильными, извилистыми формами сместителей. В таких нарушениях участками образуются открытые полости, в которые проседают по вторичным сбросовым поверхностям нависающие над ними массы пород. При этом зоны проседания в плане имеют клиновидные и миндалевидные формы, суживающиеся к окончаниям открывающейся полости (см. фиг. 4, 16). Наиболее значительны перемещения в центральной, самой широкой, части раздвигов. Здесь же и более плотно закрывается канал, образованный по разлому. На концах раздвигов-расщелин крылья разломов оседают меньше и расклинивание происходит за счет мелких блоков. Более интенсивное дробление пород этих участков создает повышенную проницаемость земной коры. Такие участки благоприятны для вулканической деятельности, а также для скопления переотложенного рудного вещества.

Кольцевые блоковые структуры приурочены к регио-

нальным глубинным разломам, вдоль которых наблюдаются проявления особенно значительной интрузивной и вулканической деятельности.

Надintrузивные (надкамерные) отрицательные структуры (кальдеры) образуются на заключительных этапах развития вулканического аппарата, когда возникают условия для сохранения созданной таким путем блоковой формы. В это же время завершается и процесс формирования интрузий, которые в них обычно очень разнообразны по составу и внутреннему строению. Внешние формы интрузий, находящихся в основании кальдер, имеют неправильные, рвущие контакты, лишь частично приспособленные к разрывам и напластованию пород; в общем виде они пластообразные и линзовидные со сложными контурами, которые повторяют очертания промежуточных магматических камер. С ними сопряжены подводящие каналы и апофизы.



Фиг. 8. Валенторско-Симская кольцевая вулканогенно-тектоническая впадина (кальдера. Составил Ю. С. Каретин),

Лландовери: 1 — а) диабазовые лавы и их туфы, б) аподиабазовые амфиболиты; 2 — а) спилиты и спилитовидные микродиабазы, их туфы, б) порфировые гематитизированные бескварцевые альбитофиры.

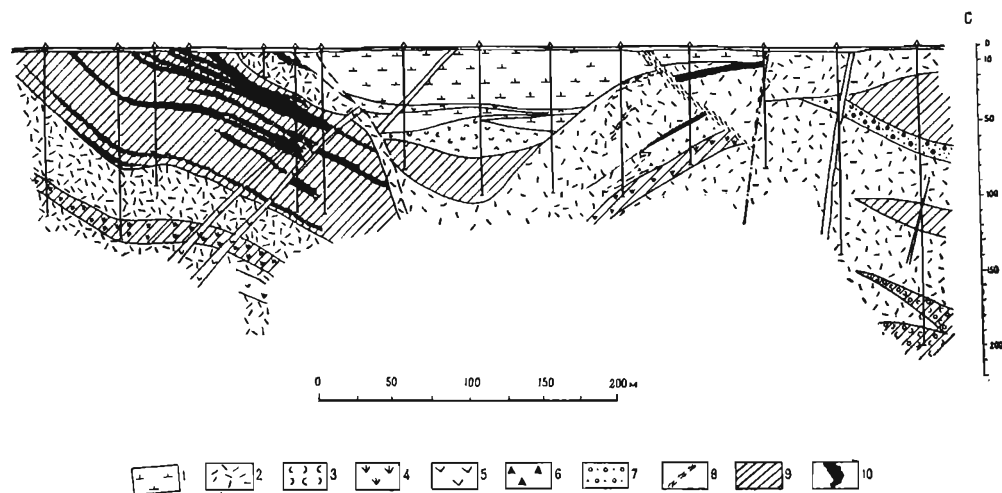
Венлок: 3 — а) туфы андезитового, реже кислого и андезито-базальтового состава, б) лавы андезитового, реже кислого и андезито-базальтового состава; 4 — а) кислые и дацитовые субвулканические лландовери, б) кислые и дацитовые субвулканические венлока; 5 — гидротермально измененные породы (в том числе вторичные кварциты), медноколчеданные рудопоявления; 6 — а) габбро, б) кварцевые диориты и плагиигранодиориты; 7 — разломы.

Элементы залегания слоистости и флюиальности пород в кальдерах обычно наклонены асимметрично к одному из бортов или иногда к их центру. Все это создает характерные, в большинстве случаев малоэко-

номерные сочетания блоков и наклонов первичных текстур пород, исследование которых требует применения особых методов структурного анализа. Кроме того, значительные первичные наклоны флюиальности можно принять здесь за вторичные наклоны этих текстурных поверхностей, развившиеся за счет складчатости.

Изучение всех форм надкамерных грабенов (кальдер) имеет большое практическое значение, так как к ним приурочены медноколчедан-ные месторождения. Эта связь особенно четко проявляется в северной части Тагильского синклиория и в Магнитогорском синклиории, т. е. в местах, где ранние разрывы не затושеваны более поздними складчатыми дислокациями.

Примеры таких надкамерных грабенов описаны Ю. С. Каретиным (1967) для района городов Павды и Карпинска, где кольцевые сбросы ограничивают типичные кальдеры (фиг. 8). В поперечнике кольцевые структуры достигают 20 км. В краевых частях описываемых структур сохранились вулканические постройки силурийского времени. Кальде-рам свойственны системы радиальных сбросов и многочисленные суб-вулканические интрузии. Из всего сказанного следует, что кальдеры и связанные с ними поверхностные надкамерные сбросы (кольцевые и радиальные) образовались в результате проседания земной коры над участками промежуточных магматических камер, по краям которых когда-то «гнездились» вулканы, а сейчас находятся субвулканические интрузии (фиг. 9). Такой же механизм образования кальдер рассмотрен Е. К. Мархининым (1959) для Камчатки и Курил.



Фиг. 9. Меридиональный профиль через 10-е рудное тело на Валенторском место-рождении (Средний Урал. Составил Ю. С. Каретин).

1 — эффузивные бескварцевые альбитофиры; 2 — гидротермально измененные субвулкани-ческие микропорфиры кислого и дацитового состава; 3 — кластолавы и осадочные брек-ции; 4 — субвулканические спилитовидные афиры андезито-базальтового состава; 5 — диаба-зовые порфиры; 6 — автомагматические брекции спилитовидных микропорфиров; 7 — конгломерато-брекции смешанного состава, гравелиты, туфопесчаники; 8 — разломы, зоны смиятия и расслаивания без заметных смещений; 9 — гидротермально измененные спили-ты, их туфы, кластолавы; 10 — прожилково-вкрапленные рудные тела.

Внешние проявления вторичных сбросов, обрамляющих надкамер-ные грабены, особенно выразительны за счет приуроченных к ним ин-трузивных пород. Вдоль них обычны повторные перемещения, образо-вание зон брекчий и милонитов, различные гидротермальные изменения пород. Зоны дробления и трещиноватости занимают также значительные

площади. Сместители имеют разные углы падения, наклоны штриховок преимущественно по падению и со сбросовой составляющей. Сдвиговые штрихи развиты меньше и принадлежат к более поздним стадиям движений (см. фиг. 9).

ГЛАВА 5. СДВИГИ

Основные свойства сдвиговых нарушений

Изучением сдвиговых разрывных нарушений в земной коре геологи начали обстоятельно заниматься еще в конце 20-х годов нашего столетия. Однако должное внимание на них обратили только 10—15 лет назад (Пейве, 1960; Буртман, Лукьянов, Пейве, Руженцев, 1963; Суворов, 1964; Моуди Дж., Хилл М., 1960). При этом наметились две основные проблемы в их изучении. Во-первых, выяснилось, что многие сдвиги отличаются большим горизонтальным протяжением и глубиной, а также крупными амплитудами смещений. В связи с этим возникла необходимость исследования общепланетарного механизма их формирования. Во-вторых, оказалось, что определять сдвиги труднее, чем надвиги и сбросы; поэтому потребовалась разработка методики для их изучения.

Примером первой законченной схемы глобального механизма образования сдвигов являются построения Дж. Моуди и М. Хилла (1960). Эти авторы указывают, в частности, что сдвиги — основной тип деформаций земной коры; они пронизывают ее до основания и приводят к расчленению на крупные блоки. Продолжая работу Андерсона, Хаббера и Гафнера по разрывообразованию, авторы развивают гипотезу, согласно которой складчатые дислокации, надвиги и сдвиги могут образоваться в результате движений по крупному сдвигу, такому, например, как разрыв Сан-Андреас в Калифорнии. Они отмечают, что сдвиги закономерно протягиваются на земной поверхности и поэтому могут быть сгруппированы в восемь основных направлений (Техасское, Сан-Андреасское, Колумбийское, Невадийское и др.). Система скалывания по восьми направлениям, согласно выводам авторов, возникла в результате напряжений, которые были ориентированы, по существу, меридионально.

Однако приведенные выводы недостаточно убедительны, так как основаны они на немногочисленных еще в то время фактах нахождения сдвиговых нарушений; к тому же для них не было и надежной возрастной характеристики.

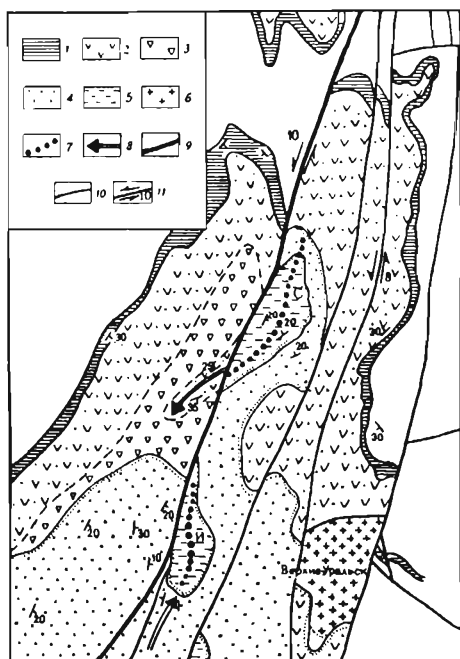
Очень важные исследования по указанной проблеме проводятся в Институте геологии АН СССР под руководством А. В. Пейве. Ряд ее аспектов рассматривается в небольшой коллективной работе, выполненной В. С. Буртманом, А. В. Лукьяновым, А. В. Пейве, С. В. Руженцевым (1963). Ими предлагаются два способа выявления сдвигов: 1) анализ комплекса складчатых и разрывных нарушений, порожденных сдвиговыми перемещениями, с определением характерных структурных рисунков, отражающих типичные сочетания динамических элементов: сжатия, сдвига и растяжения; 2) определение горизонтальных смещений по сдвигу каких-либо геологических тел, возраст которых древнее данного нарушения. При этом сдвиги выявляются по смещениям: фацialsных зон, областей сноса обломочного материала относительно областей аккумуляции, зон разных мощностей, метаморфических зон, интрузивных тел, складчатых и разрывных структурных форм, жил, даек, рудных тел, тектонических (структурно-фацialsных) зон, фаунистических провинций, форм рельефа, построек и инженерных сооружений. Для таких

определений применяются также геодезический (повторные триангуляции) и геофизический методы.

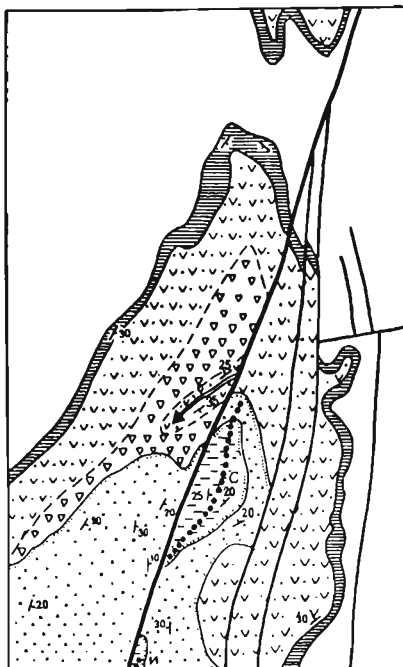
В данной главе описываются предложенные выше два способа выявления сдвигов — *по структурному рисунку и по смещениям геологических тел*. Кроме того, делается попытка разделить сдвиги на основные генетические типы с учетом вероятных первопричин тектонических движений на Земле.

Отдельные вопросы в учении о сдвиговой тектонике разработаны еще недостаточно. Следует также отметить, что многие видные тектонисты вообще не признают значительной роли сдвигов в деформациях земной коры. Поэтому в настоящее время большое значение имеет накопление фактического материала, т. е. описание наиболее существенных сдвиговых дислокаций.

Сдвиги в природе непосредственно на обнажениях определяются по комплексу прямых и косвенных признаков. К прямым признакам относятся наблюдаемые вдоль крутопадающих разрывов относительные смещения в горизонтальном направлении слоев и толщ пород, фациальных зон, интрузивных тел, отдельных частей складок и разрывов, рудных тел и других геологических образований (перечисленных выше), составлявших первоначально единое целое. Такие явления можно представить наглядно, если реставрировать досдвиговое положение блоков (фиг. 10, 11).



Фиг. 10. Схема геологического строения окрестностей г. Верхне-Уральска.

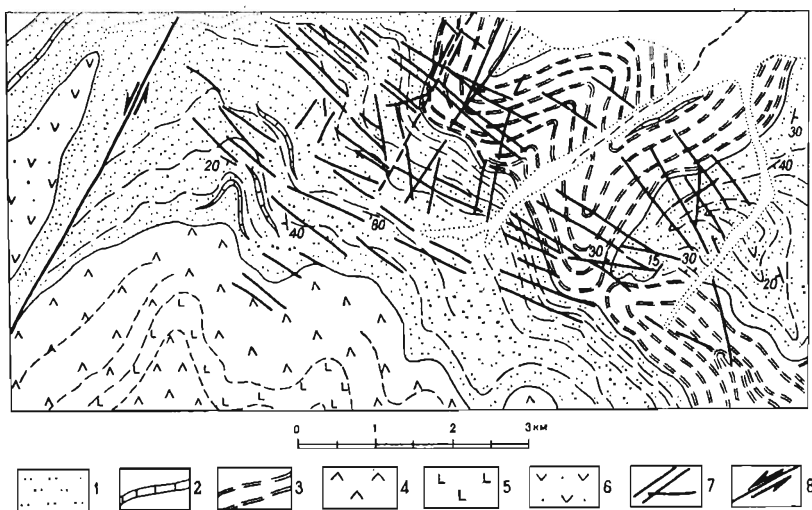


Фиг. 11. Схема геологического строения окрестностей г. Верхне-Уральска до позднепалеозойских сдвиговых движений (реставрация).

1 — мукасовская свита. Колтубанская свита: 2 — нижняя толща; 3 — верхняя толща; 4 — зилайская свита; 5 — верхнетурнейско-нижневизейские отложения; 6 — граносиениты; 7 — брахисинклинали; 8 — брахiantиклинали; 9 — Западно-Кизильский сдвиг; 10 — другие сдвиги и сбросо-сдвиги; 11 — амплитуды горизонтальных смещений по сдвигам в километрах; С — Самарская брахисинклиналь; И — брахисинклиналь горы Извоз.

Сдвиги делятся на левые (движение блоков против часовой стрелки) и правые (движение по часовой стрелке). Этот элемент (знак движения) чрезвычайно важен для выяснения кинематики формирования тектонических нарушений всех масштабов. Поэтому определение знака движения и горизонтальной составляющей смещения блоков является главной задачей при исследовании описываемых дислокаций.

Большое значение для обнаружения сдвиговых нарушений имеют косвенные их признаки: прямолинейность сместителей в плане, общее крутое падение поверхности нарушений, значительная протяженность и взаимная связь всех разрывов, образование в местах их расщепления узких клиновидных согласных тектонических пластин, развитие вблизи сдвиговых зон оперяющих (рубцовых) трещин, обычно крутопадающих и поперечных по отношению к главному направлению. В местах изгибов сместителей проявляются локальные зоны рассланцевания и смятия, участками располагаются интрузии (дайки), согласные со сместителями либо оперяющие их. Широко распространены зеркала скольжения с горизонтальными штриховками. Для форм сдвиговых поверхностей в вертикальном поперечном сечении характерны волнообразные изгибы. Длинные оси «волн» ориентированы субгоризонтально и являются макроштрихами. Современные поверхностные признаки сдвиговых нарушений рассмотрены А. В. Лукьяновым (1965). Однако для обнаружения древних сдвигов использовать их большей частью невозможно.



Фиг. 12. Дайки трахилипаритов, приуроченные к рубцовым (оперяющим) трещинам, сопровождающим сдвиги.

1 — полимиктовые песчаники и алевролиты; 2 — известняки; 3 — кремнистые сланцы спонголитовые; 4 — порфиры базальтового состава; 5 — диабазовые порфиры; 6 — туфы порфиров андезито-базальтового состава; 7 — дайки трахилипаритов; 8 — сдвиги.

Типичные рубцовые трещины, сопровождающие сдвиг и заполненные интрузиями, находятся в жилом поле западнее пос. Спасск (фиг. 12). Трещины эти с приуроченными к ним дайками расположены висячем крыле разрыва и образовались, по-видимому, вследствие растягивающих напряжений, ориентированных перпендикулярно к их поверхности, т. е. в горизонтальном направлении. Тупой угол между направлением сдвига и простираем даек открыт на северо-восток, в сторону относительного движения блока с дайками, что характерно для разрыва с левым смещением.

Прямолинейная форма сдвигов отчетливо выражена на коротких отрезках. В более крупном плане по простиранию они почти всегда плавно изгибаются. Чем больше изгибается поверхность сместителя, тем интенсивнее приразломные дислокации. Зависимость степени дислоцированности приразломных нарушений от формы сместителей особенно наглядна в случаях значительных сдвиговых движений блоков. При сдвигах вдоль изгибающегося разрыва, естественно, развиваются напряжения сжатия, вызванные сопротивлением выступов, свойственных этим поверхностям. Приразломные деформации такого рода, в частности, хорошо выражены вдоль Браиловского разлома по долине р. Амамбайки. Здесь сместитель прослеживается по азимуту $25-30^\circ$ и отклоняется от среднего простирания зоны разлома, имеющей азимут $5-10^\circ$, на восток (вправо) до $15-20^\circ$ (фиг. 13). В этом изгибе все породы средневерхнедевонского и нижнекаменноугольного возраста претерпели местное приразломное расщепление, а слои часто «поставлены на голову», т. е. налицо признаки сильного сжатия. Севернее долины р. Амамбайки, до пос. Браиловского, разлом меняет направление и прослеживается по азимуту 350° , т. е. отклоняется от среднего простирания почти на 20° к западу (влево). Здесь дислокации пород проявляются значительно слабее, слои в силурийско-нижнедевонских толщах пород падают под углами $20-50^\circ$ и наблюдаются крупные тела серпентинитов — признаки местного растяжения.

Очевидно, что на рассматриваемом участке имеет место левосторонний сдвиг, согласно известному правилу: *сдвиг будет левый, если в зонах сжатия сместители отклоняются вправо, а в зонах растяжения — влево от главного (среднего) направления разлома*. В общем здесь налицо слабый S-образный изгиб и на концах его естественно сжатие, а в середине — растяжение.

Описанные выше формы с чередованием участков сжатия и растяжения вдоль сместителей довольно распространены. Очень часто они затушеваны в результате многократных подвижек по одним и тем же зонам разломов. В случае больших амплитуд горизонтальных перемещений блоков приразломные дислокации пород, возникшие при сжатии и растяжении, располагаются непрерывно и совместно, несмотря на изгибы сместителей. Здесь уже трудно определить направление перемещений блоков данным методом. Однако использование структурного рисунка разлома для определения горизонтального знака движения может быть значительно расширено при анализе целых систем разрывных нарушений.



Фиг. 13. Форма сместителя Браиловского разлома. Южный Урал.

1 — серпентиниты (протруэны); 2 — зоны интенсивных приразломных дислокаций (расщепления); 3 — выход сместителя разлома на поверхность; 4 — направление перемещений блоков; 5 — линия среднего простирания Браиловского сдвига.

Системы сдвигов и общие закономерности их формирования

Общая картина движений блоков по сдвигам в основном складывается из определений частных знаков движения в отдельных зонах сместителей. Кроме того, для выяснения направления сдвиговых переме-

щений большое значение имеет изучение структурного рисунка комплекса тектонических разрывов, в котором проявляется взаимосвязь основных линейных сдвигов и сопряженных с ними надвиговых и раздвиговых вторичных структур.

Отдельные поверхности разрывов соединяются в пучки или зоны сдвигов сходного направления и возраста, которые прослеживаются по простиранию на многие сотни километров. Вместе с тем узкие зоны сдвигов обрамляют крупные поднятия и погружения земной коры и являются их естественными границами. По таким разрывам граничат геолого-структурные зоны, которые различаются по мощностям и полноте разрезов, фациям пород, особенностям проявления интрузивной и эффузивной деятельности, главным чертам металлогении, по морфологии складчатых и разрывных структур. Все эти резкие различия смежных геолого-структурных зон нередко удовлетворительно объясняются только крупными горизонтальными перемещениями блоков по разломам глубинного заложения с длительной историей развития.

Обычно каждая такая крупная зона является обособленной блоковой структурой со своими особенностями геологического строения. В плане они имеют форму тектонических линз со своеобразным структурным рисунком, основу которого составляют серии узких клиновидных пластин. По своему рисунку они отличаются от сбросовых и надвиговых систем нарушений. Вместе с тем все изолированные и внешне самостоятельные зоны сдвигов связаны единством тектонического плана, одним возрастом и однородным механизмом формирования на обширных площадях складчатых поясов (Буртман и др., 1963). Такие закономерные сочетания сдвиговых зон образуют системы сдвигов, которые удается выделять по особым формам свойственных им виргаций и по приуроченности к региональным поднятиям и погружениям.

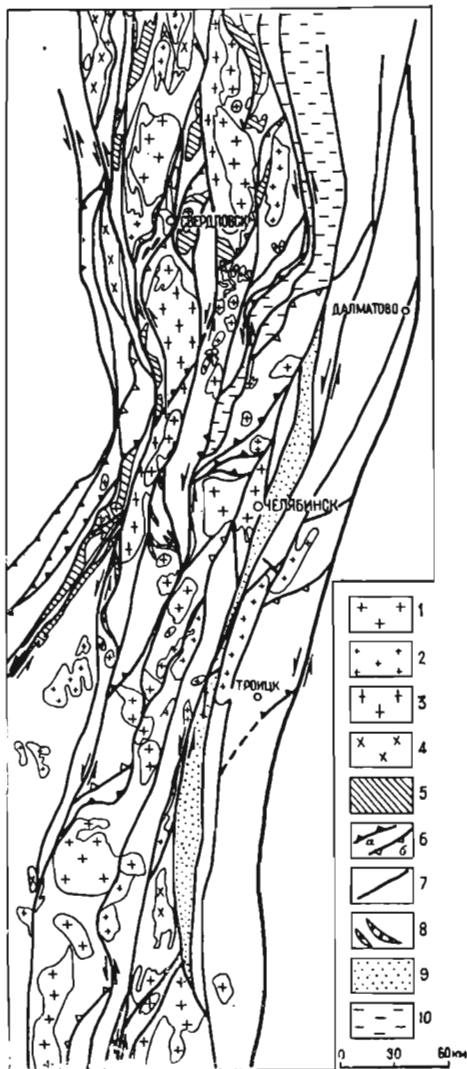
Виргации систем сдвигов, сбросо-сдвигов, взбросо-сдвигов, как и виргации складок изгиба, имеют несколько видов, среди которых основными являются миндалевидные и кулисообразные. Миндалевидными пучками сдвигов называются структуры, в которых разрывы разветвляются в одном месте, а затем по простирацию сходятся в одном или обоих направлениях. Такие формы виргаций проявляются, например, в системе сдвигов, обрамляющих Тагильско-Магнитогорский синклиорий. Они отличаются линейными очертаниями, выдержанными простирациями и крутыми наклонами сместителей. Сочетания разломов в них образуют самостоятельные системы сдвигов первого порядка, характерные для ограничений крупных тектонических зон — поднятий и погружений.

Кулисообразное расположение сдвиговых структур в общем имеет две основные формы — *Z*-образную и *S*-образную. Первая более свойственна зонам крупных поднятий. В них выявляются изгибающиеся *Z*-образные в плане сместители северо-восточного простираения, которые на концах плавно примыкают к главным зонам разломов миндалевидной системы, обрамляющей эти поднятия, и образуют вместе с ними замкнутую систему разломов субмеридионального направления. Кулисообразная форма виргаций разломов широко распространена в пределах Восточно-Уральского поднятия, где она обуславливает чередование в меридиональном направлении частных поднятий и погружений, осложняющих эту региональную положительную структуру (фиг. 14). Кроме того, кулисообразные зоны разломов ограничивают узкие пучки северо-восточных складок изгиба, находящихся в синклиорных погружениях. Оси последних имеют подобного же типа *Z*-образные изгибы и приспособляются к формам блоковых структур. Такая планировка кулисных раз-

ломов и связанных с ними межразломных складок изгиба может образоваться только в результате общего левостороннего смещения блоков.

Свидетельством левостороннего движения блоков в рассматриваемом случае являются как межразломные складки, зажатые в кулисной системе разрывов, так и закономерные направленные перемещения по сопряженным надвигам и взбросам. Последние, как правило, сопровождаются опрокидыванием отдельных складок в сторону осевых зон Z-образных кулисных погружений. Надвигание в этих структурах, как и опрокидывание складок, происходит преимущественно на северо-запад и юго-восток, но нигде нет северо-восточного и юго-западного направлений надвигов. Концы Z-образных изгибов кулисной системы сдвигов не имеют значительных структур сжатия, и надвиги в них постепенно сходят на нет. Рассмотренные формы надвигов и складок образуют в плане так называемый левый рисунок (заворот структурных линий на выклиниваниях влево). Правый рисунок в меридиональных структурах сжатия на Урале отсутствует.

Описанная выше система противопоставляется системе сдвигов, для которой более характерны S-образные кулисы разрывов и которая свойственна региональным зонам

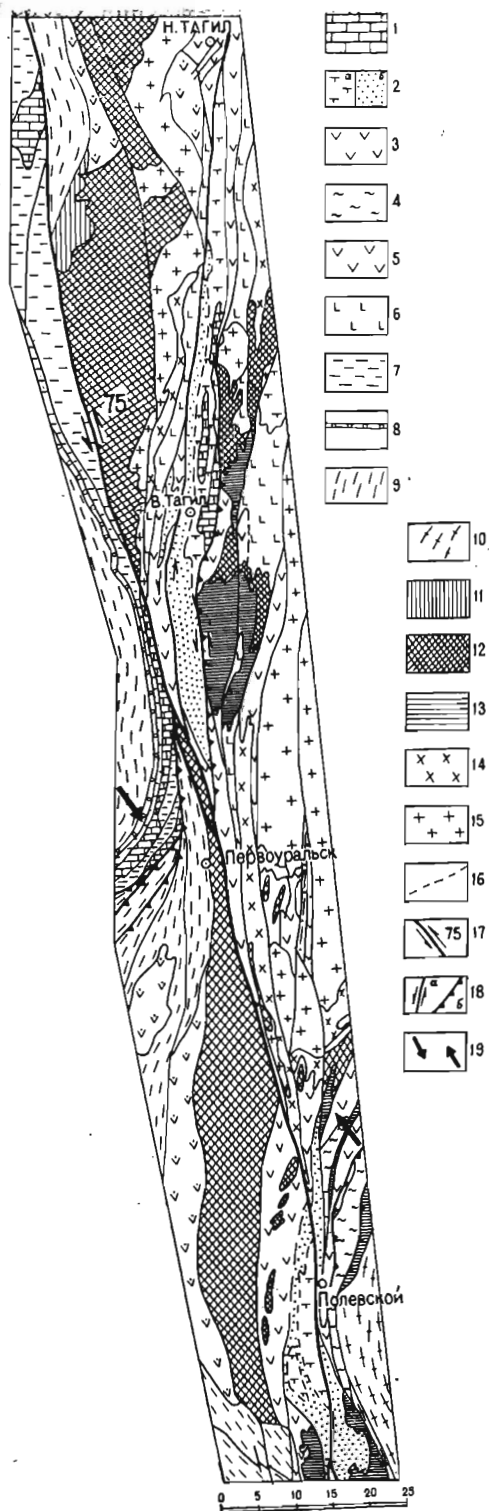


Фиг. 14. Система сдвигов, надвигов, раздвигов Восточно-Уральского поднятия на Среднем и Южном Урале.

1 — граниты; 2 — граниты, гранодиориты, плагиограниты; 3 — гнейсы; 4 — габбро; 5 — серпентиниты; 6 — Z-образные системы надвигов, взбросов: а — установленные, б — предполагаемые; 7 — главные сдвиги Урала; 8 — S-образные системы сбросов, раздвигов; 9 — грабены в S-образных системах сбросов; 10 — рампы-синклиории в Z-образных системах взбросо-надвигов.

погружений (прогибам). В S-образных кулисных сдвиговых структурах надвиги и другие проявления напряжений сжатия отсутствуют. В противоположность Z-образным кулисам в них развиваются структуры растяжения, т. е. раздвиги и приуроченные к ним интрузивные образования. Они имеют правый рисунок растяжения. Очевидно, что S-образные системы по типу преобладающих движений являются структурами раздвигов, а Z-образные — структурами сжатия, которые сформировались в результате общего левостороннего смещения блоков. Z-образная и S-образная системы сдвигов довольно четко разграничиваются продольными сдвигами миндалевидной системы, по которым разделяются зоны поднятий и погружений.

Высказанные выше положения основываются на анализе плана



структур восточного склона Урала, для которого сдвиги особенно характерны.

Сдвиги на Урале описывались с разных точек зрения (Кузнецов, 1933, 1941; Ажгирей, 1960; Ракчеев, 1962; Хоментовский, 1958), однако общие закономерности сдвиговых движений наметились лишь в последнее время (Плюснин, 1962, 1963, 1966). В частности, автором был сделан вывод, что на Урале вдоль субмеридиональных глубинных разрывных структур развиты только левосторонние движения. Устойчивость продольных движений является, видимо, одним из важнейших элементов кинематики образования структур складчатых поясов. Однако в оперяющих разрывах, вторичных по своему происхождению, рубцовых трещинах и в наложенных, более поздних разрывах выявляются как левые, так и правые сдвиги, обычно с небольшими амплитудами.

Сдвиги с амплитудами в несколько десятков и сотен километров, как известно, устанавливаются приблизительно по смещениям структурно-фа-

Фиг. 15. Схема строения системы разломов в зоне Дegtjарского сдвига (составили К. П. Плюснин, А. А. Плюснина).

Палеозой: 1 — средний девон, известняки; 2 — верхний лудлов-нижний девон: а — эффузивы трахибазальтового состава, б — их туфы, туфобрекчии, кластолавы; 3 — верхний венлок, нижний лудлов, порфириды; 4 — ллядовер, углисто-глинистые сланцы и туфогенные сланцы; 5 — верхний ордовик — нижний силур, порфириды; 6 — верхний ордовик — нижний силур, диабазы, диабазовые порфириды. Нижний — средний ордовик: 7 — терригенно-карбонатные отложения; 8 — конгломераты.

Верхний протерозой: 9 — комплекс метаморфических сланцев; 10 — гранито-гнейсовый комплекс. Интрузивы: 11 — перидотиты; 12 — габбро; 13 — серпентиниты; 14 — плагиограниты; 15 — граниты, диорит-гранодиориты. Структурные границы: 16 — контакты между литологическими комплексами; 17 — Дegtjарский сдвиг с амплитудой в километрах; 18 — разломы, сопряженные с главным сдвигом: а — сбросы и сбросо-сдвиги, б — сдвиги-надвиги и взбросо-надвиги в Z-образных зонах; 19 — общее направление сжатия.

циальных зон, зон регионального метаморфизма, а также крупных тектонических форм ранних эпох дислокаций. Для таких определений амплитуд требуется применение комплексного анализа тектонических структур и детальное изучение геологического строения блоков, разобщенных вдоль сдвигов. Примером последних может служить ряд известных уральских сдвиговых структур.

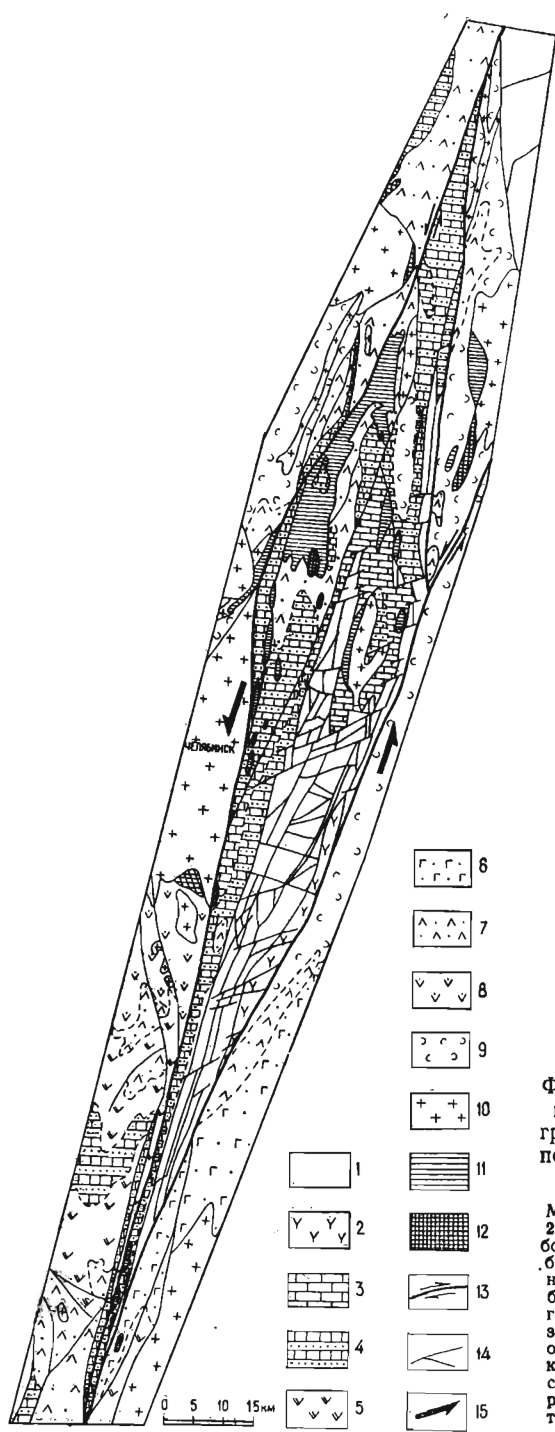
Одним из наиболее заметных сдвигов на Урале является Дегтярский разлом, описанный Е. А. Кузнецовым (1926, 1941). Относительно этого нарушения ведется длительная дискуссия, начатая в свое время А. Н. Заварицким (1941), который приводил ряд аргументов в опровержение его сдвиговой природы. Самые веские данные по этому вопросу могут быть получены лишь на основе анализа геологического строения всей местности вдоль разрыва и сопоставления главных разрывных и складчатых структур по обе стороны от сместителя на всем видимом его протяжении (фиг. 15). С севера на юг в интервале от Тагильского габбрового массива до г. Полевского вдоль разрыва с той и другой стороны контактируют самые разнообразные стратиграфические комплексы пород, со своими структурными планами. Особенно выразительно горизонтальное перемещение Тагильского габбрового массива на север относительно Ревдинского габбрового массива: они представляются разобщенными частями первоначально цельного интрузивного тела.

Для выяснения первичных взаимоотношений рассматриваемых смежных блоков габбро необходима реставрация первоначальной до-сдвиговой их позиции, т. е. мысленное смещение вправо на расстояние до 75—80 км. При этом хорошо совмещаются типичные фации туфов и эффузивов (кератофиров) туринской свиты, а также Левихинская и Зюзельская медноколчеданные зоны.

Отдельные проявления Дегтярского сдвига хорошо видны в шахте «Капитальная» Дегтярского рудника, в западном контакте известняков, по границе их с интрузиями габбро Ревдинского массива. Здесь в зоне контакта наблюдается милонит мощностью до 3,5 м, представляющий собой массивную породу существенно кварцевого состава, очень крепкую.

Известняки, кремнистые сланцы и порфиритоиды, развитые к востоку от выхода милонитов, разбиты на ряд узких крутопадающих тектонических пластин. Каждая пластина сложена, как правило, однородными породами, отличными от пород в других пластинах. Сдвиги, разделяющие эти пластины, являются частными разветвлениями Дегтярского разлома. В известняках и кремнистых породах наблюдается интенсивное рассланцевание и разлинзование, согласное с направлениями сместителей, ограничивающих пластины. Отдельные сдвиговые поверхности рассматриваемой системы сдвигов хорошо видны также в известняковом карьере г. Дегтярск, где находятся зоны крупноглыбовых брекчий, основную массу которых составляют серпентиниты.

Крупные тела серпентинитов имеют характерные линейные формы и вытянуты вдоль зоны разлома на десятки километров. Они брекчированы, будинированы, разлинзованы, местами сильно рассланцованы, с зеркалами скольжения, часто с горизонтальными штриховками и бороздами. Среди серпентинитов на всем их протяжении в виде обломков различной величины, до сотен метров и первых километров, находятся «ксенолиты», представленные известняками, порфиритами, туфами, т. е. смесью из окружающих пород разного возраста и состава. Обломки и блоки вытянуты вдоль разлома, но элементы внутренней тектоники в них явно передислоцированы, так как они обычно не соответствуют структурам, разобщенным разрывами. В этих обломках по-разному ори-



ентированы палеозойские системы регионального кливажа разлома и кливажа течения. В серпентинитах кливажи не сохранились: они передислоцированы. Все это указывает на аллохтонное, перемещенное положение блоков внутри серпентинитов и дает основание относить эти брекчии к меланжу. Так как региональный кливаж в серпентинитах полностью передислоцирован, то из этого следует, что движения по разлому и последние перемещения в нем серпентинитовых масс происходили в позднепалеозойское время в пластическом состоянии.

Крупные размеры Дегтярского сдвига по простиранию, большие амплитуды перемещений блоков вдоль него, значительная ширина зоны, охваченной этими движениями, наличие сопряженных с ним вторичных надвиговых структур — все это свидетельствует о первичной природе разлома и большой глубине его заложения. Зона Дегтярского разлома входит в состав

Фиг. 16. Схематическая структурно-геологическая карта Челябинского грабена (составлена А. А. Плюсниной по материалам разведочных и геологическим работам).

Мезозойские образования: 1 — осадочные; 2 — базальты, туфы. Средний верхний карбон: 3 — карбонатные; 4 — терригенно-карбонатные; 5 — вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования; 6 — андезитобазальты и туфы верхнего турне — нижнего визе; 7 — вулканогенно-осадочные образования среднего девона; 8 — порфириды основного состава, туфы верхнего ордовика — нижнего силура; 9 — метаморфические сланцы по эффузивным и осадочным породам; 10 — гранитоиды; 11 — серпентиниты; 12 — габбро; 13 — сдвиги; 14 — сбросы; 15 — направление сдвиго-раздвига.

миндалевидной системы сдвигов Тагильско-Магнитогорского погружения.

Чрезвычайно выразительной сдвиговой структурой на Урале является Челябинская миндалевидная система разломов. На геологических

картах показано, что сместители, входящие в эту систему, отличаются удивительной прямолинейностью, которая сохраняется на протяжении сотен километров. В них намечается лишь слабая общая дугообразная форма с обращением выпуклости на запад. Вдоль главных сместителей рассматриваемой системы образовался ряд крупных грабенов. Самый значительный находится на широте г. Челябинска и выполнен триасовыми отложениями. На юг от г. Челябинска грабен постепенно сужается и имеет в плане клиновидную форму (фиг. 16).

Признаки сдвиговых перемещений вдоль Челябинской системы разломов весьма разнообразны и наблюдаются в разрезах рек Миасс, Уй, Увелька, Тогузак, а также в гранитных карьерах у г. Челябинска. В региональном плане сдвиговая природа этих нарушений выясняется на основе закономерного чередования участков сжатия и растяжения, прослеживаемых по простиранию. На фоне общего ССВ простирания зоны разлома отдельные грабены имеют почти меридиональное направление и, таким образом, принадлежат к S-образной форме виргации, которой свойственны структуры растяжения (при левом сдвиге).

Пучки сдвигов, или виргации, наблюдаемые на земной поверхности в пределах границ Челябинской системы, являются отражением каких-то одних крутопадающих глубинных зон разломов, имеющих на всем протяжении единый механизм движения. В пределах таких систем разломов постоянно можно видеть расщепление и соединение отдельных сместителей по простиранию. Для определения суммарной величины перемещения вдоль обособленной зоны или сдвиговой системы (пучка сдвигов) в случае их соединения необходимо складывать амплитуды соединившихся частных сместителей (поскольку все они левые). Наоборот, при расщеплении сместителей по простиранию амплитуды их делятся на число отдельных сместителей. Поэтому *сумма амплитуд всех сместителей каждой самостоятельной зоны равна общей амплитуде перемещения разделенных по ним крупных блоков земной коры*. Это обстоятельство важно учитывать при реставрации общей картины движения в пределах разновозрастных систем разломов. Такие подсчеты амплитуд возможны лишь при достаточно детальном изучении всех крупных зон разломов.

При выяснении общих закономерностей сдвиговой тектоники очень важным является вопрос об амплитудах горизонтальных перемещений вдоль отдельных сдвигов. Геодезическими методами (повторными увязками триангуляционной сети) обнаружено, что скорости перемещений по сдвигам весьма значительны; в сдвиге Сан-Андреас, например, 5—6 см в год. Мгновенные, катастрофические перемещения в этом же сдвиге местами достигают 4 и даже 9 метров. Устойчивое правостороннее смещение вдоль указанного сдвига происходило в течение миллионов лет, и амплитуда его к настоящему времени определяется в 500—560 км. Все это дает основание предполагать такие же движения и в древних, застывших сдвигах.

Надежным методом определения амплитуды смещений в древних сдвигах является реставрация (совмещение) досдвигового положения блоков, частично показанная выше и описанная в литературе (Kennedy, 1946; Ажгирей, 1966). Более крупные сдвиги, в десятки и первые сотни километров, определяются путем совмещения разорванных осей региональных поднятий, в частности, кливаж-антиклиналей (Плюснин, 1964), либо фациальных зон (Буртман, 1963). По сдвигам участками срезаны и перемещены на десятки километров также зоны проявления систем регионального кливажа разлома и зоны с характерными метаморфиче-

скими преобразованиями пород. В океанах сдвиги хорошо определяются по смещениям хребтов, а также геофизических полей с характерным рисунком аномалий. К сожалению, все перечисленные методы разработаны еще недостаточно, и поэтому не удивительно, что размеры амплитуд перемещений блоков по сдвигам являются предметом дискуссий.

К вопросу о глобальной системе сдвигов

Закономерности структурного рисунка земной поверхности всегда привлекали внимание геологов и широко применялись для различных геотектонических построений. С целью объяснения этих закономерностей используются известные крупные сдвиговые перемещения блоков земной коры, выявленные в настоящее время во всех областях Земли. Особенно большие амплитуды сдвигов предполагаются в океанах. В Тихом океане для разлома Мендосино по смещениям магнитных полей определяется сдвиг в 1170 км (Менард, 1966). Смещение Срединно-Атлантического хребта по системе левосторонних широтных сдвигов в сумме достигает 2800 км (Krause, 1965). На континентах эти амплитуды измеряются сотнями километров. Наличие крупных сдвиговых дислокаций было использовано также для выяснения глобальных закономерностей движения блоков земной коры (Ажгирей, 1960; Воронов, 1968; Пейве, 1960, 1969; Моуди и Хилл, 1960; Плюсин, 1963). Все поверхностные движения блоков земной коры А. В. Пейве (1967, 1969) считает следствием глубинных мантийных движений, в природе которых предполагается тепловой механизм конвекции, механической и вещественной неоднородности, непостоянства скорости вращения Земли, перемещения ее полюсов, дифференциальных вращательных движений ядра Земли и ее оболочки. Дифференциальное вращение ядра и оболочки рассматривается геофизиками как наиболее вероятная причина происхождения дипольного магнитного поля Земли (Манк, Магдональд, 1964), а геологами — как источник сил, вызывающих ее мантийные движения.

Новые данные, полученные в последнее время при изучении сдвиговых структур различных районов земного шара, и накопившиеся обширные палеомагнитные исследования используются многими геологами для развития идеи мобилизма. Однако особенности горизонтальных дифференциальных движений отдельных крупных блоков земной коры изучены еще недостаточно. Особый интерес, несомненно, представляют закономерности вращательных движений блоков, соизмеримых с тектоническими структурами первого порядка — геосинклинальными областями и платформами. Вращательные движения таких областей земной коры свидетельствуют о развитии особых форм подкорковых течений, для которых основными элементами кинематики являются горизонтальные, преимущественно сдвиговые перемещения.

В ряде работ (Кропоткин, 1965; Иванов, 1964; Воронов, 1968) обращается внимание на левосторонний характер сдвиговых зон, обрамляющих с востока Азиатский материк. Эти зоны сдвигов располагаются здесь непрерывно в виде гирлянды дугообразных структур — островных дуг (фиг. 17). Левые сдвиги широко развиты на западе Азии, где они особенно выразительны в Уральском складчатом поясе. Сдвиги выходят далеко за пределы Урала по простирацию и на юге связываются с Каратауской (Галицкий, 1940), Тянь-Шаньской, Монгольской и Сихотэ-Алиньской зонами сдвигов, которые являются звеньями единого Азиатского кольца глубинных разломов. Во внутренней части этого тектониче-

ческого кольца находится Восточно-Сибирская платформа, которая также обрамлена левыми сдвигами и вращается по часовой стрелке (Воронов, 1959). Таким образом, основной кинематический элемент в структурах Азии и Сибири — левосторонние движения блоков. На эти сдвиги несогласно наложены зоны разломов с правосторонними сдвигами, находящиеся на периферии кольца — в Средней Азии (Казахстан, Таласский хребет, Памир и др.) и на северо-востоке Сибири (Верхоянье, Алеутская дуга), которые являются более поздними структурами.

Закономерный вращательный в плане характер смещений блоков в Азиатском тектоническом кольце наводит на мысль о том, что это поверхностные отражения таких же закономерных глубинных вихревых движений мантии Земли. Последние же могут быть вызваны движениями ее ядра, которое, как выясняется (Манк, Магдональд, 1964), имеет собственное, более быстрое вращение. Собственное вращение ядра, происходящее относительно мантии, естественно, очень медленное, создает в ней за длительное время согласное круговое вихревое движение. Такое движение в силу большой вязкости мантии сохраняется здесь в виде инерционного движения, происходящего направленно сотни миллионов лет. Проектируясь на земную поверхность, вихревое движение вещества верхней мантии вызывает в земной коре массу разрывных нарушений, которые в свою очередь сопровождаются складчатыми дислокациями.

Высказанные выше соображения дают возможность объяснить правильную кругообразную форму многих островных дуг, входящих в рассматриваемую кольцевую систему сдвигов, а также тот факт, что наибольшие по величине радиусы дугообразных разломов в общем нигде не превышают размеров радиуса ядра Земли. Например, Индонезийская дуга имеет радиус кривизны около 3500 км. По-видимому, эти разломы на поверхности Земли происходят параллельно проекции срыва между ядром и мантией в направлении собственного вращения ядра. Для обычного вихря типична максимальная скорость ближе к центру и уменьшение ее к периферии. Поэтому вихрь с левосторонним движением блоков должен создаваться полюсом с южным типом вращения, а вихрь с правосторонним движением — северным полюсом. Таким образом, Азиатское тектоническое кольцо обрамлено левыми сдвигами по типу южного полюса, а на северо-востоке Сибири и севере Америки, где находятся наложенные поздние правые сдвиги, вращение происходит по северному типу.

Следствием любого вихревого движения является также стягивание поверхностной части движущейся среды к центру вращения, где создается своеобразная депрессионная воронка. Поскольку на земном шаре одновременно развиваются только два основных центра завихрения, расположенные на взаимно противоположных его сторонах, то такое стягивание к двум центрам в свою очередь сопровождается растяжением всей остальной поверхности сферы, расположенной между ними.

Областями растяжения, по существу, являются океанические полушария Земли: Тихоокеанское и Индо-Атлантическое. Последнее включает в себя также Африканский континент, о чем говорит исключительная активность в этом секторе процессов рифтообразования, т. е. растяжения (фиг. 17). Однако движения вещества мантии в областях растяжения не соответствуют механизму циркуляции конвективных ячеек. Они скорее напоминают растяжение эластичной пластины коры, в которой происходит утончение (в области океанов), лишь местами сопровождающееся раздвигами и сбросами. Такие разрывы проявляются в виде современной глобальной рифтовой системы, опоясывающей сложными ломаными линиями весь земной шар в его океанических полушариях.

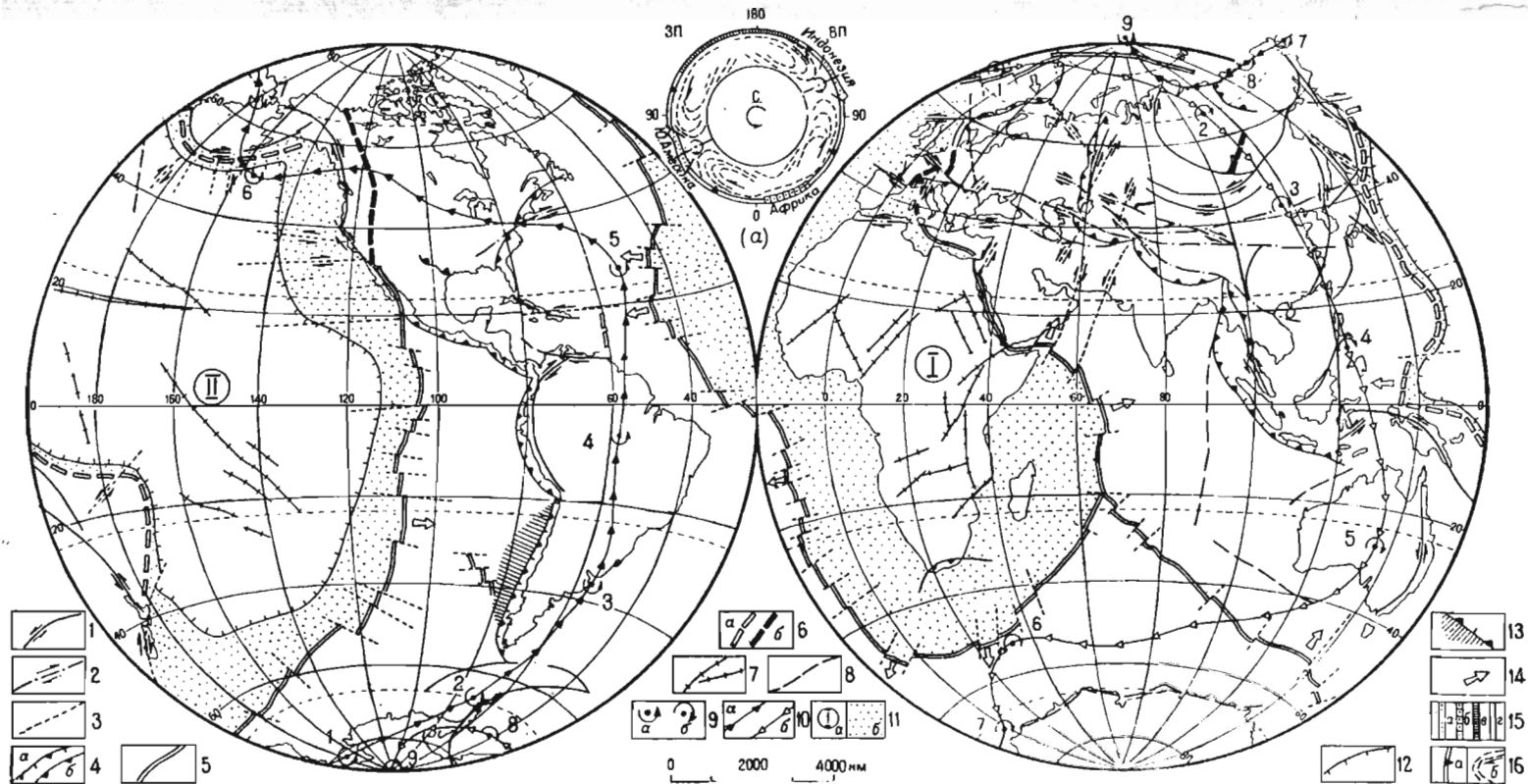
Основные латеральные перемещения в мантии, по-видимому, происходят за счет движений в верхней ее части, преимущественно в астеносфере. Под океанами этот подвижный слой ближе к земной поверхности, и не исключено, что такое расположение его здесь отчасти обусловлено теми движениями, которые производят «вымывание» из подошвы земной коры кислых компонентов путем замещения их основными. Такой механизм базификации земной коры происходит параллельно с массовыми излияниями основных пород на морское дно по трещинам растяжения (раздвигам). В конечном итоге от сиалического слоя почти ничего не остается и образуется типичная океаническая кора.

«Вымытые» из океанов кислые компоненты перемещаются в латеральном направлении к центрам стяжения, где мощность коры интенсивно разрастается. Поскольку к центрам стяжений вещество притекает (с одной или разных сторон), то и поверхности течения здесь, в мантии, естественно, уходят под континент по наклонной траектории. Поэтому вдоль всех дуговых систем Земли по расположению очагов землетрясений определяются фрагменты воронкообразных погружений фокальных поверхностей под сопряженные с ними континенты. Это уже континентальные массивы иного типа, отличные от африканского. В них господствуют процессы сжатия и формируются складчатые пояса. Очень важно подчеркнуть, что эти континенты, или древние центры вращения (стяжения) приурочены к единому поясу, вытянутому вдоль довольно правильной, слегка спиральной оси. Ось центров вращения прослеживается через Восточную Сибирь (Анабарский щит), Индонезию, Австралию, Антарктиду, Южную и Северную Америки. В Азиатско-Австралийском секторе Земли развиты левые дуговые сдвиги — южного типа, а в Американском секторе правые дуговые сдвиги — северного типа (фиг. 17).

Движение мантийного вещества из океанов под континенты указанного континентального пояса происходит неравномерно и сопровождается сдвигами (левыми и правыми), которые в общем ориентированы перпендикулярно к его оси и основным центрам вращения. Таким образом, кроме дугообразных сдвигов, формируется радиальная система сдвигов в целом, почти перпендикулярная к глобальному континентальному поясу. Рифты в океанах являются трещинами растяжения, сопряженными с этими сдвигами.

Высказанные соображения о формах мантийной циркуляции и образовании океанических впадин исключают вероятность значительных смещений (дрифта) континентов, которые предполагаются крайними мобилистами. Это подтверждается также расположением разновозрастных парных центров вращения строго на противоположных концах земного шара. Из палеогеографических данных следует, что указанные смещения центров вращения в общих чертах повторяют трассу движения географических полюсов Земли разных геологических периодов, с которыми совпадали и полюса вращения. Таким образом, дугообразные структуры на земной поверхности — по-видимому, след дифференциального вращательного движения ядра Земли, ось которого смещалась параллельно главной оси планеты. Поэтому не удивительно, что ширина глобального континентального пояса с дуговыми структурами на всем протяжении соответствует диаметру земного ядра (от 5000 до 7000 км).

Дифференциальные перемещения вещества вокруг оси в глубинах мантии охватывали в отдельные периоды истории целиком полярные своды планеты. В результате движения блоков по типу дуговых сдвигов достигали средних широт Земли. Однако в удалении от центра вращения они сохраняли лишь знак движения соответствующего полюса вращения и обычно не создавали своего структурного рисунка. Такие



Фиг. 17. Глобальная система сдвигов и схема образования основных тектонических структур Земли.

Основные разрывные структуры: 1 — дуговые сдвиги складчатых поясов; 2 — среднелиричные сдвиги; 3 — радиальные сдвиги; 4 — сдвиги-надрывы (зоны поддвигов); а) в глубоководных желобах, б) в краевых прогибах; 5 — первичные разрывы в осевых зонах океанических хребтов; 6 — разрывы вторичные, развившиеся: а) в желобах вдоль вулканических дуг, б) на блоковой основе древних платформ и складчатых зон; 7 — мозаичная система глубинных сбросов срединноокеанических платформ; 8 — глубинные разломы неопределенного происхождения. Главнейшие элементы кинематики: 9 — центры вращения (стяжения) мантийного вещества (одинаковыми цифрами обозначены парные одновозрастные центры, расположенные на взаимопротивоположных концах Земли): а) вращение по типу северного полюса, б) по типу южного полюса; 10 — усредненная траектория движения полюсов примерно за 1,5 млрд. лет: а) северного (Американский сектор континентального пояса), б) южного (Азиатско-Австралийский сектор); 11 — области растяжения земной коры: а) центры длительной стабилизации (1 — Африканский, 11 — Тихоокеанский), б) пояс максимального растяжения; 12 — вероятные контуры Тихоокеанской суперплатформы; 13 — вероятное искажение складчатой дуги Южной Америки, образовавшееся в результате поддвига Мантии; 14 — направление течения в астеносфере, определяющееся по знакам смещения радиальных сдвигов. Схема (а) циркуляции мантийного вещества в разрезе Земли; 15 — типы земной коры: а) области накопления сналического слоя (глобального континентального пояса), б) области разрушения сналического слоя (Африканского континента), в) океанической платформы, г) геосинклинальной ранней стадий и переходной к океанической; 16 — движение мантийного вещества: а) ультраосновные нитрузии рифтовых зон, б) направление циркуляции в мантии Земли.

сдвиги приспособлялись к более ранним структурным линиям или ослабленным зонам: границам континентальных блоков, основным разрывным структурам складчатых поясов. Лишь местами они образуют самостоятельные линеаменты (например, Талассо-Ферганский сдвиг и другие подобные ему правые сдвиги Средиземноморско-Гималайского складчатого пояса).

Как можно видеть, хорошо выделяются три глобальные системы сдвигов: дуговые (центральные), поясовые (среднеширотные) и радиальные (поперечные к дуговым).

Глобальный континентальный пояс разделяется океаническими полушариями, к центрам которых приурочены гигантские платформы. В Индо-Атлантическом секторе — Африканская континентальная, а в Тихоокеанском — Северотихоокеанская океаническая. Названные срединноокеанические платформы являются своеобразными антиподами. Под ними находятся центры застоя мантийного вещества. От них оно растягивается в разные стороны. Вдоль границ указанных платформ с глобальным континентальным поясом прослеживаются непрерывные или прерывистые системы рифтов по две зоны в каждой. В этих же зонах, естественно, развиваются и наиболее значительные радиальные сдвиговые системы, в общем поперечные к осям рифтов.

Таким образом, структурами первого порядка на земной поверхности являются: глобальный континентальный пояс Земли и две срединноокеанические сверхплатформы. В пределах континентального пояса складчатые пояса расположены также закономерно и занимают в общем западное положение — справа по ходу смещения южного полюса и слева — по ходу северного. Такая асимметрия вызвана, по-видимому, общей тенденцией дифференциального движения мантии Земли с запада на восток.

Проблема глобального структурообразования охватывает, конечно, более широкий круг вопросов. Она затронута здесь постольку, поскольку это необходимо для понимания природы основных типов глубинных складчатых и разрывных структур.

ГЛАВА 6. НАДВИГИ И ШАРЬЯЖИ

Общие определения

Крупные надвиги в земной коре распространены очень широко в различных складчатых поясах Земли, и признаки их в простых формах изучены достаточно хорошо. Классические работы по шарьяжам были выполнены еще в начале XX века, когда впервые в Альпах было установлено существование крупных тектонических покровов.

Успехи в изучении покровной тектоники объясняются также тем, что надвиговые структуры уверенно выявляются на основании стратиграфических исследований, когда в естественных разрезах (или в скважинах) вскрывается залегание древних толщ пород на сравнительно молодых образованиях. Границами раздела их при этом являются пологие тектонические контакты, которые и определяются как надвиги.

Однако очень часто происходит надвигание молодых пород на более древние, причем по контактам, совпадающим или близким к границам слоев и толщ пород. Обычно это надвигание развивается вдоль пачек пород, отличающихся повышенной пластичностью. В таких местах стратиграфические методы оказываются малоэффективными. Здесь уже

за основу могут быть взяты только структурные наблюдения. Они необходимы также во всех случаях анализа покровной тектоники среди древних «немых» толщ пород. Таким образом, несмотря на преимущество стратиграфического метода, возможности применения его во многих случаях сильно ограничены. Между тем остальные геологические методы определения тектонических покровов не дают столь убедительных результатов. Вследствие этого даже районы, перспективные для нахождения тектонических покровов (зоны краевых прогибов), до сих пор в этом отношении слабо изучены.

В настоящее время благодаря данным, полученным при поисках нефти, по материалам глубокого бурения, а также результатам геофизических исследований (методом отраженных волн — МОВ) и геологосъемочных работ сведения о шарьяжной тектонике значительно расширены. На этом основании могут быть определены также некоторые косвенные признаки для выявления отдельных покровов.

Существует много определений надвиговых дислокаций. Из них следует принять наиболее общее, данное В. Е. Хаиным (1954) и Ю. А. Косыгиным (1958). Надвиги — это взбросы с пологим сместителем, у которых перекрытие превышает амплитуду. Здесь учитываются: степень наклона сместителя к линии горизонта, угол пересечения со слоями, а также соотношение вертикальной и горизонтальной составляющих движения. Ч. К. Лизс, в частности, выделяет собственно надвиги и поддвиги, в зависимости от роли активно перемещавшегося крыла. Шарьяжи являются морфологической разновидностью надвиговых структур, у которых перекрытие в несколько раз превышает стратиграфическую амплитуду и имеет суммарные размеры, измеряемые многими километрами. Для них характерны региональные, прослеживаемые на сотни километров, зоны надвиговых и чешуйчато-складчатых структур.

Основными морфологическими признаками шарьяжей являются: пологие или горизонтальные поверхности сместителей, волнистая их форма в разрезе и обычно очень извилистая линия контуров в плане. Тектонические контакты в шарьяжах прослеживаются по простиранию непрерывно на многие сотни и первые тысячи километров, например, главный центральный надвиг Гималаев (Гансер, 1967). При этом амплитуды горизонтальных перемещений по пологим поверхностям достигают нескольких десятков километров, а иногда и превышают первую сотню.

Во фронтальных частях шарьяжей развивается очень интенсивная сложная складчатость (преимущественно складки изгиба, волочения и послонного течения) разных порядков. Оси складок обычно совпадают с простиранием линии надвига, а их осевые поверхности, как правило, опрокинуты или даже перевернуты в сторону относительного перемещения покровов.

Волнистая форма поверхностей сместителей обуславливает многочисленные их расщепления, пересечения и образование достаточно мощных зон тектонических брекчий или милонитов. К этим зонам нередко тяготеют крупные тела гипербазитов, которые «выдавливаются» из глубин вдоль тектонических швов и цементируют собой тектонические брекчии. Большие амплитуды перемещений способствуют перемешиванию в таких тектонических брекчиях самых разнообразных пород, и в результате получается невероятная смесь блоков различной величины, разного возраста и происхождения, или меланж (Пейве, 1969).

В шарьяжах следует выделять тектонические покровы, которые представляют собой складчато-блоковые чешуйчатые надвиговые струк-

туры, с отчетливо определенным аллохтонным положением комплекса пород, полностью оторванных от своего первоначального основания, или автохтона. В чешуйчатой структуре покровов отдельные частные блоки надвинуты один на другой. Несколько отдельных покровов, которые граничат между собой по надвигам и связаны геологически (сходство формаций, разновозрастность складчатых дислокаций), все вместе могут составлять одну аллохтонную систему шарьяжа. Это обычно разновозрастные структурные образования большой протяженности, приуроченные к одной зоне. По возрасту и строению они отличаются от других систем покровов. Например, на западном склоне Урала выделяются две системы позднепалеозойских покровов — среднекаменноугольная и верхнепермская, которые в общем разобщены и пространственно (Плюснин, 1969).

Покровы обычно состоят из серии достаточно обособленных тектонических пластин (блоков), на которые в системах чешуйчатых надвигов расчленены разновозрастные или разновозрастные толщи пород. Границами тектонических пластин являются частные сместители, или зоны скольжения. Внутри отдельных пластин развиты системы складок изгиба и моноклинальные серии пород, не осложненные разрывами.

Шарьяжные структуры Урала

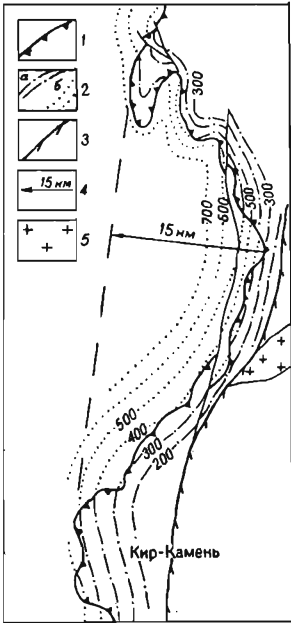
Развитие представлений о шарьяжах Урала связано с именами Г. Н. Фредерикса (1927), О. Ф. Нейман-Пермяковой и В. В. Пермякова (1931), А. Д. Архангельского (1932), которые выделяли эти дислокации на западном склоне Урала. Позже о проявлении крупных надвигов в этих же районах писали В. Д. Наливкин (1950), П. А. Софроницкий (1956, 1969), И. В. Пахомов (1958).

Большой материал по шарьяжам собран М. А. Камалетдиновым (1962, 1965, 1968, 1970) для западного склона Южного Урала. В частности, им описываются покровы в Зилаирском синклинии, где глубокими скважинами под фаменскими отложениями вскрыты среднекаменноугольные образования. Видимые амплитуды горизонтальных перемещений здесь имеют размах до 20 км.

На Среднем Урале вдоль всей Западно-Уральской зоны складок по границе с краевым прогибом в настоящее время трестом «Пермнефтегеофизика» широким фронтом ведутся сейсмические работы (МОВ). Полученные материалы подтверждают геологические данные о развитии вдоль этой границы системы пологих надвигов.

Один из наиболее очевидных позднепалеозойских тектонических покровов выявляется на левобережье верхнего (меридионального) течения р. Вишеры, выше устья р. Улс (фиг. 18). Этот известный, отмеченный еще А. Д. Архангельским в 1932 г., тектонический покров недавно прослеживался Б. Д. Аблизиним при геологической съемке хребта Тулымский камень и описан автором (Плюснин, 1969). Плотный тектонический контакт можно наблюдать по западному склону горы Зырянки, и особенно выразителен он в южном отроге Тулымского камня на хр. Курыксар. В автохтоне Курыксарского шарьяжа находятся нижнеордовикские песчаники, в аллохтоне — зеленые вулканогенные сланцы позднепротерозойского возраста (чувальская свита). Вдоль этого контакта местами развиты милониты и брекчии, имеются зоны окварцевания и поверхности скольжения. Между милонитами и нижележащими песчаниками виден плотный контакт, в котором устанавливается резкое структурное несогласие, так как слоистость, наблюдаемая в песчаниках, срезается этим контактом. Такое же несогласие выявляется на границе с чувальской свитой (фиг. 19). Таким образом, линзы милонитов имеют несоглас-

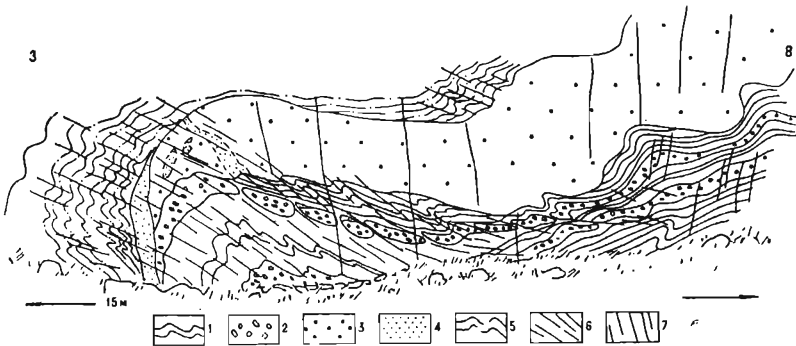
ные соотношения как с вышележащими, так и с нижележащими породами. Из этого, в свою очередь, определяется тектоническое несогласие между кварц-амфибол-хлоритовыми сланцами чувальской свиты и кварцевыми песчаниками тельпосской свиты. Хорошо видимое, довольно пологое залегание древних (верхнепротерозойских) пород на более



Фиг. 18. Схема строения Курыксарского шарьяжа в верховьях р. Вишеры. Западный склон Северного Урала. К западу от линии основного надвига распространены только палеозойские образования, к востоку — верхнепротерозойские.

1 — прослеженная надвиговая поверхность Курыксарского шарьяжа; 2 — изогипсы поверхности шарьяжа с абсолютными отметками: а) подземными, б) надземными; 3 — поздние сбросо-сдвиги; 4 — видимая амплитуда надвигания; 5 — граниты Велсовского массива.

молодых, ордовикских отложениях с тектоническим несогласием и милонитами по всему Курыксарскому хребту и в других местах представляется достаточным подтверждением наличия крупной покровной структуры.



Фиг. 19. Тектонический контакт по надвигу между кварцево-хлоритовыми сланцами чувальской свиты верхнего протерозоя и кварцито-песчаниками тельпосской свиты нижнего ордовика. Южное окончание хр. Курыксар. Северный Урал.

1 — песчаники; 2 — кварцито-песчаники и конгломераты; 3 — милониты; 4 — кварц; 5 — кварцево-хлоритовые сланцы и кембрийский кливаж; 6 — позднепалеозойский кливаж разлома; 7 — трещины скалывания.

Для прослеживания Курыксарского надвига использован метод отстройки поверхности сместителя с помощью изолиний. Были взяты абсолютные отметки (по рельефу) для контакта между нижним ордо-

виком и чувальской свитой, а затем по ним построена структурная карта (см. фиг. 18) сместителя в пределах всего громадного тектонического полуокна, которое обнаруживается в верховьях р. Вишеры. Поверхность надвига на этой карте оказалась весьма правильной на всем расстоянии от горы Тулымский камень на севере до горы Кир-Камень на юге. Такое графическое изображение надвиговой структуры значительно облегчает определение амплитуды движения покрова.

Интересной деталью надвига на хр. Курыксар является наложение на его поверхность складок скалывания, развившихся позже и связанных с позднепалеозойской (нижнепермской) системой кливажа разлома (Плюснин, 1967, 1969), которая проявляется с одинаковыми элементами залегания выше и ниже контакта. Кливаж развит параллельно осевым поверхностям складок скалывания в ордовикских породах. Линза милонитов и зеленые сланцы (поверхности сланцеватости в них) также смяты в складки (см. фиг. 19). Это свидетельствует о наложении деформаций регионального кливажа на тектонический контакт и о более древнем возрасте тектонического контакта по сравнению с кливажем разлома. В то же время по надвику разорвана среднекаменноугольная система кливажа течения.

В качестве другого примера шарьяжа может быть рассмотрена тектоническая структура Нижне-Сергинского района. Здесь находится блок пород, сложенный ордовикскими, силурийскими и девонскими осадочными, а также вулканогенными образованиями, необычными для миогеосинклинали, которые залегают в полуокружении средне- и верхнекаменноугольных отложений платформенного типа. Тектонический шов, образующий в Нижне-Сергинском покрове контакт между названными возрастными группами отложений, на востоке очерчивает полуокно, открытое на север.

Пологие надвиговые поверхности, сопровождающие шарьяж, в этом районе развиты очень широко. Они находятся в разных частях разреза и представлены в обнажениях в виде субгоризонтальных сместителей с плавными изгибами и зеркалами скольжения, несущими грубую штриховку, которая обычно направлена по азимуту от 70 до 110°. Особенности строения (рельеф) штриховок позволяют определить относительное перемещение верхних тектонических пластин с востока на запад и северо-запад.

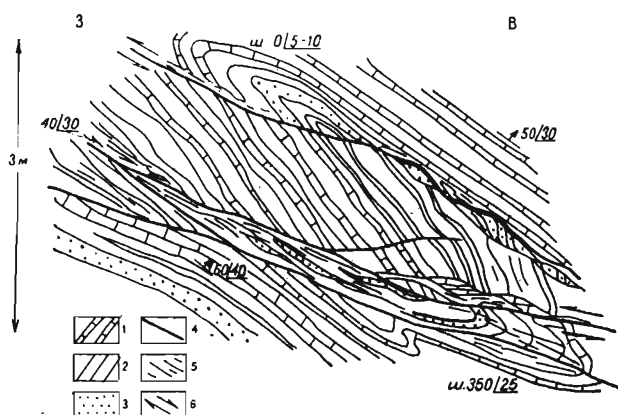
Второй важнейшей дислокацией, сопровождающей поверхности сместителей, являются характерные приразломные складки. Они развиты повсеместно в породах (известняках, песчаниках, алевролитах) московского яруса среднего карбона, находящихся в автохтоне. Чем ближе эти породы расположены к тектоническому контакту с силуром (аллохтоном), тем интенсивнее складчатость, больше видимых частных поверхностей сместителей и значительнее брекчирование пород.

Следует обратить внимание на то, что породы в аллохтоне дислоцированы в общем слабо в сравнении с автохтоном. Они смяты в более крупные складки либо залегают моноклинально с падением на восток согласно с наклоном надвигов. Основной тектонический контакт между силуром и карбоном часто параллелен положению слоев. Внешне такие контакты выглядят как структурные несогласия в налегании одной толщи пород с нормальной возрастной последовательностью напластования на другую, сильно дислоцированную, но также с нормальной последовательностью в слоях. Это очень затрудняет выявление и прослеживание тектонических разрывов.

Складки, развитые в автохтоне вдоль надвигового контакта, весьма своеобразны по внутреннему строению; поэтому они являются одним из

основных признаков этих разрывов, по которым надвиги можно трассировать так же, как по тектоническим брекчиям или зонам милонитов.

Приразломные складки шарьяжей обычно небольшие (в размахе крыльев и по высоте метры, реже десятки и сотни метров). В изгибах слоев преобладают угловатые формы и нередко развивается изоклинальная складчатость (в пластичных слоях). Осевые поверхности, как правило, опрокинутые или лежащие, даже перевернутые, но всегда согласные с надвиговыми поверхностями, которые являются неперенным структурным элементом перевернутых крыльев отдельных складок (фиг. 20) либо их серий.

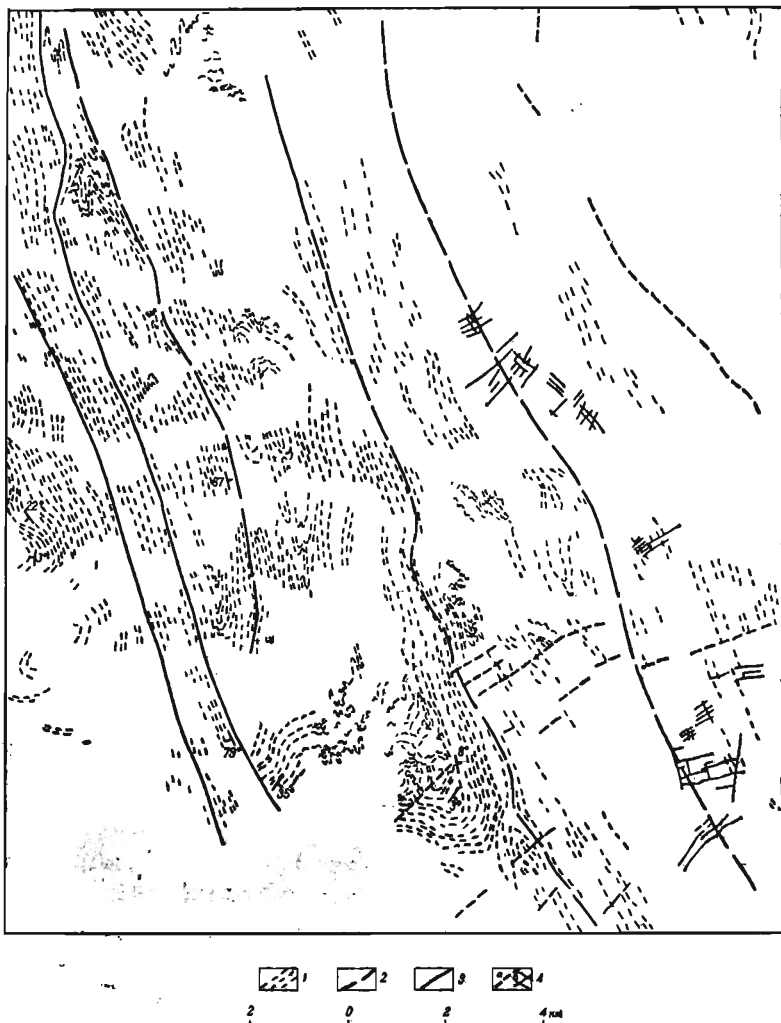


Фиг. 20. Складка волочения в породах московского яруса. На рисунке обозначены элементы залегания слоистости и шарниров складок (Ш).
1 — известняки; 2 — алевролиты; 3 — песчаники; 4 — надвиговые поверхности; 5 — зоны локального расщепления вдоль поверхностей сместителей; 6 — направление смещений.

В отдельной складке хорошо видна механическая связь изгибов с локальными сместителями. По системе надвигов пачка пород разбита на ряд структурных пакетов, для которых отчетливо определяется чешуйчатое надвигание (смещение верхних пакетов относительно нижних) на северо-запад. Это устанавливается по отдельным смещениям прослеживаемых слоев, загибам их «голов» вблизи сместителей, растаскиванию обломков маркирующих слоев вдоль зон локального расщепления около поверхностей сместителей и по характеру штриховок на зеркалах скольжения. Разрывы расположены в опрокинутом крыле складки, которое образовалось в результате вращения пачки слоев под влиянием трения при скольжении (волочении) пород вдоль надвиговых поверхностей. Внутри зон расщепления в надвигах вращение обломков этих же слоев было еще более значительным и слоистость в них полностью повернута в направлении поверхностей сместителей. Такая картина деформации свидетельствует о механизме волочения и вращения слоев около надвиговых сместителей в направлении движения тектонических пластин. При этом в замках складок образуется изгиб слоев, как в складках продольного изгиба.

Угловатая форма рассматриваемых складок способствует значительному послойному проскальзыванию и течению наиболее пластичных пород. Вследствие этого на крыльях складок местами появляется послойная сланцеватость, которая отражает обтекание замков. Однако

вблизи шарниров сланцеватость занимает часто секущее положение относительно слоистости и сопровождается линейностью пересечения, параллельной шарнирам складок. Такое рассланцевание развито локально и не во всех складках, а только в интенсивных изоклинальных формах, в которых большое место занимает пластическая деформация течения и сами дислокации в значительной мере превращаются уже в при-

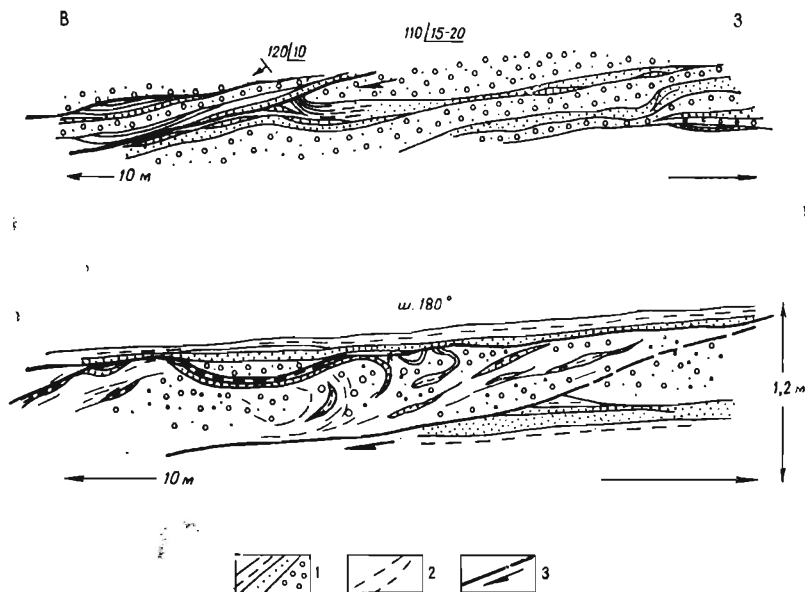


Фиг. 21. Карта дешифрирования аэроснимков в зоне Михайловского шарьяжа (составлена А. Г. Жученко, 1967, с интерпретациями К. П. Плюснина).

1 — линеаменты слоистости верхнепалеозойских пород; 2 — разрывные нарушения (надвиги), совпадающие со стратиграфическими границами; 3 — надвиги, секущие границы толщ пород; 4 — тектонические трещины: а — глубинные, б — локальные, связанные со складками.

разломные складки течения. Рассматриваемое рассланцевание в общем залегает полого с падением на восток, но не имеет выдержанных элементов и непосредственно переходит в рассланцевание вдоль разрывов (зон скольжения) либо замещается зонами интенсивной трещиноватости.

Зеркала скольжения, развитые вдоль локального расланцевания в зонах скольжения, имеют довольно устойчивую ориентировку штриховок на обширных площадях. Шарниры складок волочения и течения, связанные с этими же надвигами и покровами, также ориентированы в общем весьма однообразно. Обычно они устойчивы в отдельных пластинах, но в разных смежных пакетах складок, разделенных сместителями,



Фиг. 22. Послойные надвиги (поверхности проскальзывания внутри слоев) в породах артинского яруса (р. Уфа, Средний Урал).

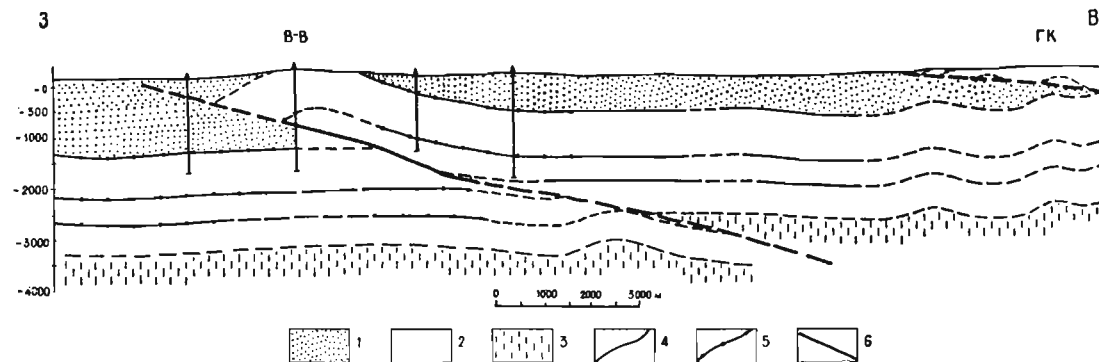
1 — ритмичная слоистость (конгломераты, песчаники, алевролиты); 2 — участки трещиноватости и слабого расланцевания; 3 — поверхности сместителей и определяемое направление перемещений блоков.

виден свой план деформаций. Это означает, что каждая пластина двигалась самостоятельно в субширотном направлении, но деформации в зонах скольжения у поверхности надвига приспосабливались к формам сместителей и сложным очертаниям пластин, разворачиваясь в каждой из них несколько по-своему.



Фиг. 23. Надвиг в толще артинских алевролитов и песчаников. Выемка железной дороги Пермь — Свердловск западнее ст. Сарга (зарисовка автора 1947 года; сейчас выемка расширена и вид обнажения изменился).

Различия складчатых планов в смежных тектонических пластинах весьма устойчивы по простиранию. Это можно видеть на геолого-структурном плане (фиг. 21) участка Михайловского шарьяжа, составленном



Фиг. 24. Геолого-геофизический профиль через Всеволодо-Вильвенскую (ВВ) и северную часть Главной Кизеловской антиклинали (по Е. М. Черемных).

Верхнепалеозойские (нижнепермские и верхнекаменно угольные) образования: 1 — терригенный комплекс; 2 — карбонатный комплекс; 3 — карбонатно-терригенный комплекс. Характеристика контактов пород: 4 — стратиграфические границы по геологическим данным; 5 — отражающие горизонты по данным сейсморазведки; 6 — тектонические контакты, прослеженные по геологическим данным и сейсморазведке.

А. Г. Жученко (1967) по дешифрированию аэрофотоснимков. На плане выделяются довольно крупные складки изгиба, особые в каждой пластине, и осложняющие их мелкие дисгармоничные складки течения. Приразломные складки волочения (послойного течения) выражены не всегда, но элементы послойных срывов пород распространены очень широко и наблюдаются почти во всех обнажениях. Это устанавливается по заворотам слоев вблизи полого падающих поверхностей сместителей, по локальным зонам рассланцевания и трещиноватости и по выпадениям из разреза отдельных элементов трансгрессивных ритмов (фиг. 22). Встречаются также весьма значительные надвиговые дислокации, например, в выемке железной дороги западнее ст. Сарга (фиг. 23), где этот надвиг прослежен на глубину методом отраженных волн; кроме того, он сопровождается интенсивной складчатостью течения, которая иллюстрируется ниже (см. фиг. 25).

Таким образом, в зоне скольжения надвигов развиты сложные и разнообразные складки (волочения, изгиба, течения), которые чередуются с зонами локального рассланцевания и интенсивной трещиноватости и сопровождаются всеми разновидностями пород тектонитов.

Кроме местных признаков шарьяжей, наблюдаемых в обнажениях, имеются и региональные, которые выявляются при дешифрировании аэрофотоснимков на больших площадях, при анализе геологических карт и разрезов. Комплекс сведений по шарьяжной тектонике Урала позволяет проследить их вдоль всего его западного склона, где они образуют единую систему, протяженность которой превышает 2000 км.

Большие амплитуды перекрытий во фронтальных шарьяжах Урала, развитых вдоль его западного склона, привели к резкому сближению формаций и дислокаций горных пород, типичных для Центрально-Уральской зоны, с формациями и дислокациями краевого прогиба и платформы. Благодаря этому обстоятельству намечается достаточно четкая естественная западная структурная граница Уральского складчатого пояса. На Среднем и Южном Урале она приурочена к Чусовскому и Нижне-Сергинскому шарьяжам. Чусовский надвиг, описанный В. Д. Наливкиным (1950) по нижнепермским отложениям в районе г. Чусового, в настоящее время прослежен геофизиками восточнее, под сызвичкой серией (поздний протерозой — нижний кембрий) и имеет амплитуду горизонтального перемещения до 10 км. Эта структура прослеживается вдоль Западно-Уральской зоны на сотни километров (Плюснин, 1969), т. е. она является непрерывной системой нарушений с типичным комплексом шарьяжных аллохтонных дислокаций, разрывных и складчатых. То же самое можно сказать и о Нижне-Сергинском шарьяже. Однако к западу от структурной линии, образованной указанными шарьяжами, как уже отмечалось выше, надвиговые дислокации также распространены очень широко и имеют достаточно крупные амплитуды. Так, амплитуды Всеволодо-Вильвенского надвига (фиг. 24), приуроченного к западному крылу одноименной антиклинали, достигают 4—5 км (Орлов и др., 1970). Надвиги осложняют западное крыло более южной, Мальцевской антиклинали. В настоящее время подобные нарушения выявляются (геофизикой, МОВ) на западных крыльях всех заметных антиклиналей в прогибе. Но их принципиальное отличие от Чусовского и Сергинского шарьяжей в том, что они развиты спорадически и почти не выходят за пределы отдельных складок, т. е. не создают сплошных покровов с непрерывной складчатостью. Таким образом, границу между складчатой зоной Урала и полого-складчатыми структурами прогиба по ним провести уже невозможно.

Возраст и механизм образования шарьяжей

По А. Гейму, шарьяж образуется из гигантской лежащей складки, которая в процессе своего образования — движения по поверхности Земли — при редуцировании опрокинутого крыла и его раздавливании превращается в покров с горизонтальной или волнистой подошвой. Однако в покровах с амплитудами до сотен и более километров (Скандинавия) нет элементов редуцированных крыльев и допустить их существование в таких случаях очень трудно. В. Е. Хаин (1970), обобщая последние данные по вопросам происхождения шарьяжей, отмечает три основных способа их образования: 1) в результате надвигания со стороны складчатого пояса, 2) вследствие поддвига платформы под складчатый пояс и 3) при оползании склонов горных хребтов (гравитационное происхождение).

В связи с проблемой происхождения шарьяжей встает также вопрос о их возрасте. Обычно они связываются с эпохами интенсивного складкообразования и горообразования, и период их формирования можно определить палеогеографическими методами. Однако более надежным является метод структурного анализа, с учетом возраста толщ пород, дислоцированных в шарьяжах.

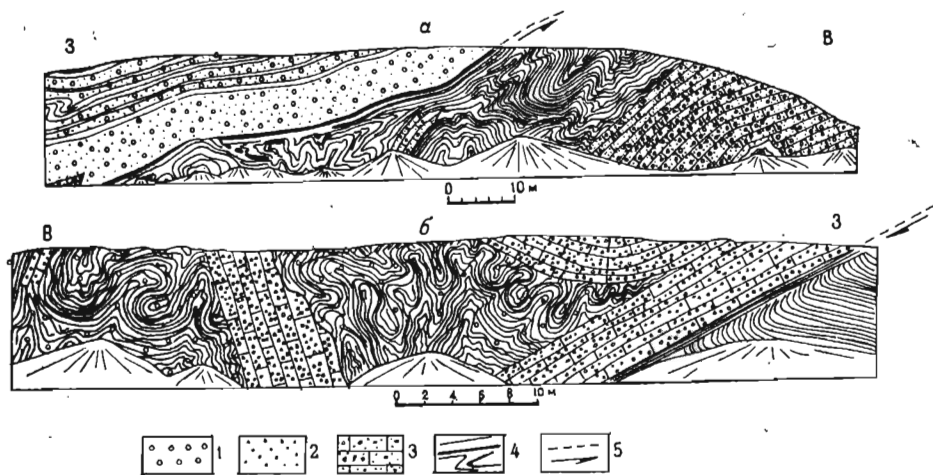
На Урале самые поздние шарьяжи распространены вдоль границы Западно-Уральского складчатого пояса с Предуральским краевым прогибом. Здесь в них вовлечены породы кунгурского яруса пермской системы (Наливкин, 1950). Вместе с тем по этим надвигам срезана система нижнепермского регионального кливажа разлома (Плюснин, 1969). Шарьяжи этого возраста прослеживаются вдоль всего западного склона Урала, и с этой системой покровов здесь связана складчатая структура комплекса палеозойских пород. Имеются также фрагменты и более ранней надвиговой системы (Курыксарский и Тылайский покровы), которая находится в Центрально-Уральской зоне, где покровами перекрыты среднедевонские породы, а верхняя их граница определяется по наложению на них дислокаций нижнепермского кливажа разлома (см. фиг. 19).

Таким образом, выделяются две разновозрастные системы шарьяжей с очевидными проявлениями их в краевых складках Урала и надвиганиями древних пород на более молодые. Очень важной особенностью Западно-Уральских шарьяжей является то, что поверхности сместителей в них имеют определенную тенденцию приспособляться к контактам толщ пород, особенно к пластичным слоям, благоприятным для скольжения. Это можно наблюдать в крутых чешуйчатых моноклинальных структурах, в которых последовательно повторяются нормально залегающие серии пород с восточным падением, и в полого залегающих толщах краевого прогиба. Обнаруживается закономерное уменьшение углов наклона сместителей в шарьяжах с востока на запад (от 30—40° до горизонтального). В пологих надвигах преобладают послойные смещения, а в крутых — сместители всегда пересекают слои по крутым траекториям. Закономерное уменьшение углов наклонов сместителей к линии горизонта и к общему направлению падения толщ пород хорошо видно также на многочисленных геофизических профилях, построенных для этой зоны по сейсмическим данным методом отраженных волн.

Признаки интенсивного скольжения одних толщ относительно других прослежены далеко на запад от передовых складок Урала и находятся в песчано-алевролитовых толщах кунгурского яруса краевого прогиба, которые залегают здесь в общем горизонтально. В этих толщах выявляются интенсивные послойные складки, у которых верхние части на контактах с вышележащими слоями жестких массивных пород сорва-

ны и завернуты в западном направлении, словно эти жесткие породы скользили по пластическим слоям на запад. Морфология и строение этих складок волочения и течения совершенно сходны с теми, что были описаны выше для зоны скольжения Нижне-Сергинского шарьяжа. Признаки такого скольжения очень многочисленны и проявляются в виде зеркал скольжения со штриховками субширотного направления, расщепления пород и будинажа жестких прослоев. Приходится констатировать, что этот элемент кинематики — перемещение верхних пачек пород относительно нижних на запад — развит на всей площади прогиба. Если объяснять это явление оползанием жестких слоев или влиянием надвигов с востока на запад, то в этом случае следовало бы ожидать формирования каких-то значительных складчатых дислокаций или других структур сжатия в чехле вблизи краевой части Русской платформы. В действительности же на восточной окраине Уфимского плато в кунгурских породах наблюдается структура растяжения — флексура, осложненная сбросом, а все слои залегают совершенно спокойно.

Вместе с тем можно указать признаки поступательного движения нижележащих толщ пород относительно вышележащих в восточном направлении. Так, в выемке железной дороги западнее ст. Сарга на западном крыле Саргинской антиклинали в сложном комплексе складок внутрислойного течения находятся обломки пород, «выхваченные» из вышележащих слабо изогнутых слоев песчаников и перенесенные вверх по восстанию слоев на восток (фиг. 25 а). На восточном же крыле ан-



Фиг. 25. Складки и надвиги в артинских породах на крыльях Саргинской антиклинали (рисунки автора 1947 года; сейчас выемки расширены и внешний вид обнажения несколько изменился). На верхнем рисунке (а) ниже массивных конгломератов показан слой песчаника, который частично разорван и перемещен на восток.

1 — массивные конгломераты; 2 — песчаники; 3 — слоистые конгломераты; 4 — песчаники и алевролиты; 5 — направление перемещения пород вдоль поверхностей срывов, согласных со слоистостью.

тиклинали движение с запада на восток наблюдается в контакте алевролитов с перекрывающими их конгломератами по загибам слоистости (фиг. 25, б). В этой выемке несколько восточнее выявляется отмеченная ранее (см. фиг. 23) надвиговая структура с подобными же элементами перемещения слоев. Отмеченные факты свидетельствуют о том, что на восточном крыле Саргинской антиклинали пластичные породы переме-

щаются уже вниз по падению крыла, т. е. также на восток. Это и указывает на региональный характер относительного смещения слоев в соответствии с рассмотренным выше механизмом образования скрытых полойных шарьяжей.

В описываемых случаях пластичные пакки пород являются теми частями разреза, в которых анализ форм структур позволяет определять более активную сторону среды, передающую движение от его источника (снизу вверх по разрезу). В кровле, на контакте с конгломератами, они имеют дислокации с различными признаками перемещений с запада на восток; в подошве же пластичных пачек, в постепенных переходах их к подстилающим конгломератам, таких смещений нет. *Поэтому, как правило, сорванные контакты находятся в кровле складчатых слоев, а в подошве они обычно постепенно сливаются с недислоцированными частями разреза.* Таким образом, каждый нижележащий слой более активен в разрезе, так как источник движения расположен внизу, под дислоцированными толщами пород, и основная составляющая его ориентирована с запада на восток.

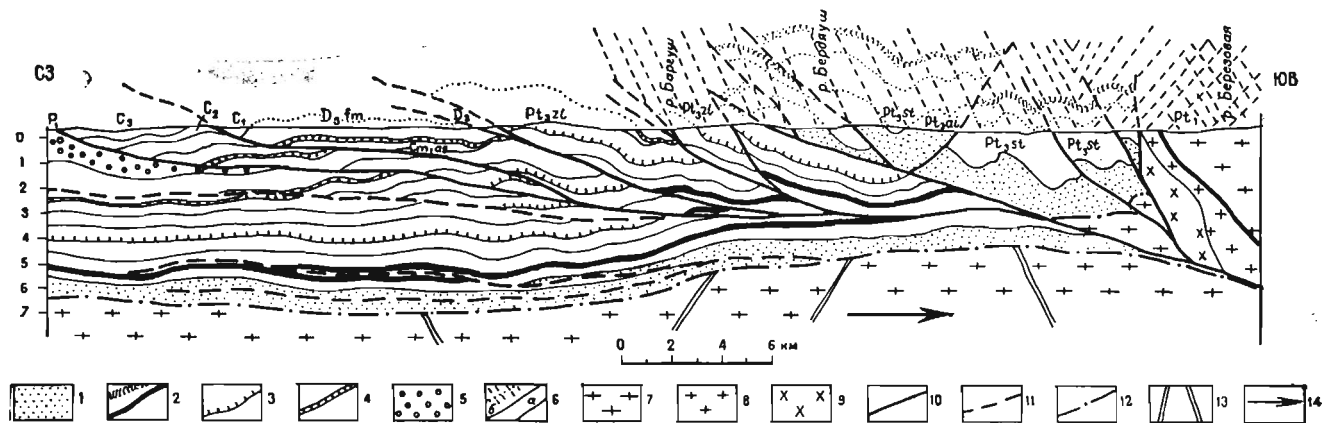
Указанные элементы кинематики с односторонним проскальзыванием толщ пород выявляются во многих районах Предуральяского краевого прогиба. В нефтяных скважинах послойные дислокации и надвиги вскрыты на глубинах свыше 1000 м, а по геофизическим данным (МОВ) обнаруживаются еще ниже в разрезе. Следовательно, рассматриваемые дислокации могут быть экстраполированы на глубину до кристаллического фундамента.

В связи с наметившимся направлением регионального послойного проскальзывания толщ пород более логичным представляется объяснение образования покровной тектоники западного склона Урала поддвигом под него кристаллического фундамента Русской платформы с одновременным погружением жестких толщ пород под уральские структуры. Перемещение субстрата и поддвиги, по-видимому, обусловлены подкоровыми течениями в мантии Земли, о которых писалось выше. Этот вывод подтверждается и тем, что субширотные и северо-западные структуры кристаллического основания Русской платформы, выявленные с помощью геофизических исследований (особенно отчетливо для Среднего Урала), прослеживаются под Центрально-Уральской зоной. Послойные и приразломные складки волочения и течения можно рассматривать как следствие своеобразной «пробуксировки» движения в пластичных горизонтах вдоль слоев или вновь развившихся поверхностей скалывания и скольжения (надвигов), которое передается снизу, от цоколя платформы.

Чешуйчатые надвиги

В результате анализа строения чешуйчатых надвигов выявляются дополнительные особенности формирования шарьяжных структур. Чешуйчатые надвиги, как вторичные структуры, связаны с шарьяжами (первый тип), а также со сдвигами (второй тип). В последнем случае они имеют форму сдвиго-надвигов, которые по внешнему виду нередко оказываются весьма сходными с чешуйчатыми надвигами, входящими в систему шарьяжей. Разделение их может быть произведено на основе структурной принадлежности к шарьяжам или сдвигам. Сместители в сдвиго-надвигах разной крутизны, а штрихи скольжения имеют разные направления (сдвиговые или надвиговые).

Типичные проявления чешуйчатых надвигов первого типа можно видеть в Саткинском районе на Южном Урале, где многие поверхности



Фиг. 26. Схема строения шарьяжей с чешуйчатой складчато-надвиговой структурой Саткинского района (Южный Урал).

Маркирующие свиты в основаниях стратиграфических серий: 1 — бурзянской (айская свита); 2 — юрматинской (зигальгинская свита); 3 — каратауской (зильмердакская свита); 4 — палеозойской (такатинская свита); 5 — нижнепермские отложения Предуральского краевого прогиба; 6 — а) контакты между свитами, ярусами и отделами, б) их воздушные трассы с элементами веерообразной (V и A) системы кливажа разлома позднепалеозойского возраста; 7 — гранито-гнейсы и метаморфические сланцы нижнего протерозоя (кристаллического фундамента); 8 — гранитоиды Рябиновской интрузии (протерозой); 9 — габбро Копанского массива (протерозой); 10 — линии тектонических нарушений — надвигов и шарьяжей; 11 — предполагаемые разрывные нарушения на глубине; 12 — основная шарьяжная поверхность в основании осадочного чехла; 13 — северо-западные разломы в фундаменте (кристаллического основания); 14 — общее направление движения в поддвиге.

сместителей хорошо прослеживаются в обнажениях. В этом же районе удастся определить и общие закономерности строения всей складчато-надвиговой структуры. Как и в других частях западного склона Урала, здесь устанавливается закономерное увеличение углов падения сместителей с запада на восток (фиг. 26). Вместе с тем возрастают и углы падения слоев в моноклинальных структурах, заключенных между сместителями. Из указанного факта следует, что на глубине все сместители последовательно соединяются, плавно примыкая один к другому (это наблюдается и на земной поверхности). Следовательно, в разрезе они имеют клиновидные формы, обращенные острыми концами на восток. Выклинивание таких тектонических пластин происходит на разных глубинах дислоцированного осадочного чехла, но не выходит за пределы его подошвы, что подтверждается геофизическими данными (сейсмическими и гравиметрическими). Сгущения сместителей также тяготеют к этой подошве и особенно к участку относительного выступа кристаллического основания, расположенного под восточной частью чешуйчатой структуры, где намечается главная зона смещения всей надвиговой системы. Наиболее значительные амплитуды перемещения связаны с самыми западными разрывами, которые имеют пологие сместители, типичные для шарьяжей. Вся складчато-надвиговая чешуйчатая структура выглядит как осложнение шарьяжей или тектонических покровов, образованных по пологим надвигам.

Следует подчеркнуть, что в начальной стадии развития глубинные шарьяжи — это скрытые зоны скольжения, не выходящие на земную поверхность. Их сместители параллельны слоям, границам структурных этажей, а также естественным субгоризонтальным поверхностям раздела, определяемым по геофизическим данным в верхней части земной коры. Секущее положение к границам толщ пород описываемые надвиги занимают в благоприятных геодинамических и структурных условиях, например, в зонах перехода от платформ к складчатым поясам. При этом они в первую очередь развиваются в краевых складчатых поднятиях — в их крыльях, обращенных к платформе. Именно здесь существует возможность длительного движения по пологим траекториям, т. е. вдоль слоев слабоскладчатых пластичных пород.

По мере развития складок в покровах поверхности благоприятные для проскальзывания блоков, т. е. слои, искривляются и при этом возникают условия для местных срывов в крыльях отдельных складок. В результате формируются чешуйчатые надвиги, отражающие ту же общую кинематику процесса поддвигания, но развившиеся уже как вторичные, осложняющие структуры. Однако отделить их от первичных глубинных разрывов, уходящих в основание чехла и в более глубокие сферы земной коры, по поверхностным признакам не всегда возможно, так как те и другие формируются одновременно. Основными критериями шарьяжей являются большие амплитуды смещений по пологим разрывам и положение их на границах складчатых поясов с краевыми прогибами.

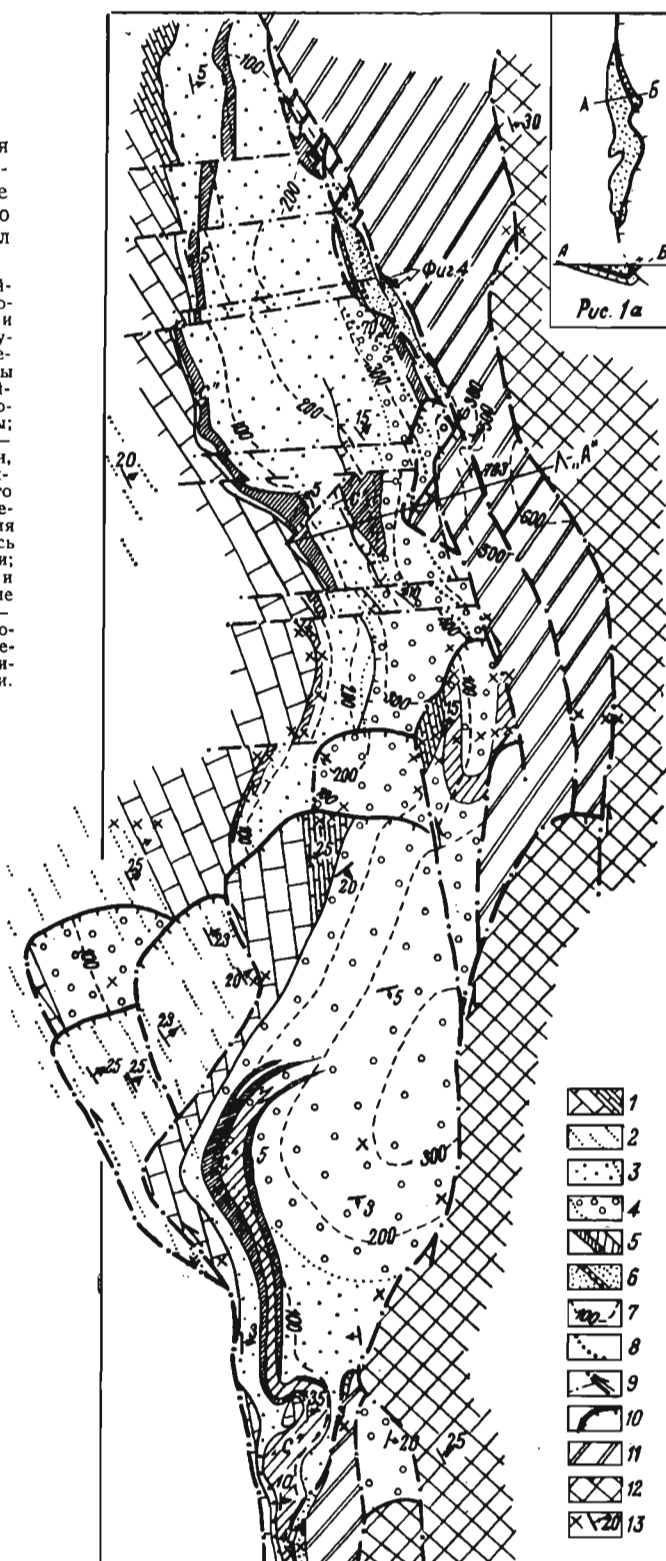
Системы чешуйчатых сдвиго-надвигов (второго типа) широко развиты вдоль осевой части Тагильского синклинория, где они в последнее время были изучены Ю. С. Каретиным (1965) на примере Богословской депрессии (фиг. 27). Эта депрессия хорошо очерчивается по распространению мезозойских (триас-лейасовых) отложений, которые с региональным несогласием залегают на известняках и сланцах эйфельского яруса. Мезозойские отложения в общем плане образуют крупную асимметричную синклинальную складку с пологим западным крылом (5—25°) и более крутым и частично запрокинутым восточным крылом (вблизи регионального разлома).

Фиг. 27. Тектоническая карта Богословской депрессии.

Чешуйчатые сдвиги-надвиги второго порядка

(составил Ю. С. Каретин).

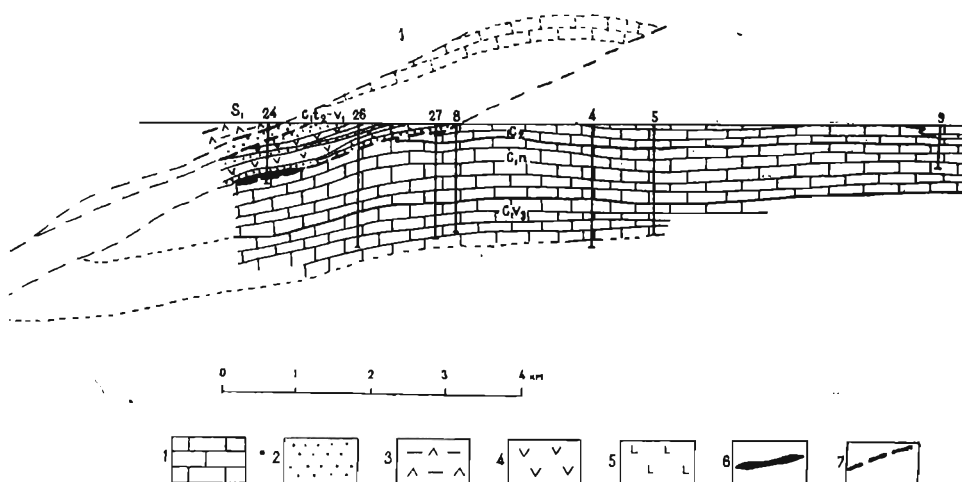
1 — известняки и сланцы эйфелья, подстилающие мезозой; 2 — туфопесчаники и сланцы верхнего лудлоу-жедена; 3 — аргиллиты, алевролиты прибортовой зоны триас-лейасового бассейна; 4 — песчаники, конгломераты приосевой его зоны; 5 — угольные свиты; 6 — красноцветы, песчаники, конгломераты, угли аллохтонного разреза верхнего триаса; 7 — изогипсы рельефа палеозойского основания через 100 метров; 8 — ось Богословской синклинали; 9 — сдвиги; 10 — взбросы и надвиги; 11 — эйфельские известняки аллохтона; 12 — аллохтонные туфогенные породы верхнего лудлоу-жедена; 13 — некоторые скважины и элементы слоистости.



Выясняется, что формирование депрессии происходило при неравномерном оседании блоков палеозойского фундамента. Главной разрывной структурой, около которой развивались эти движения, является система левосторонних сдвигов, расположенная в ее восточной бортовой части, где прослеживаются согласные ответвления Туринского разлома.

Морфология сдвиговых сместителей, формирующих восточный борт Богословской депрессии, весьма сложна и определяется по форме контактов мезозойских пород с известняками среднего девона. С поверхности эти разрывные контакты обычно крутопадающие ($70-85^\circ$), но с глубиной, как правило, резко выполаживаются на восток (до $15-10^\circ$) и принимают даже горизонтальное положение. Следовательно, в целом они имеют полуцилиндрическую форму с горизонтальной ориентировкой осей изогнутых сместителей. В зонах сместителей развиты брекчии и милониты, но приразломная складчатость продольного изгиба выражена слабо. Все это свидетельствует о сдвиговом перемещении блоков вдоль субмеридиональных разрывов.

Наряду с характерными сдвигами в общей блоковой структуре определяются также участки аллохтонного залегания пород: палеозоя на мезозое и силурийско-нижнедевонских образований на среднедевонских. Такие взаимоотношения устанавливаются в местах с горизонтальными и просто пологими положениями сдвиговых сместителей. Эти блоки отличаются и своеобразными очертаниями в плане. Они ограничиваются извилистыми плавными линиями, которые в сочетании образуют характерный чешуйчатый структурный рисунок, обычно свойственный надвигам. Особенно рельефны чешуи западного борта депрессии.



Фиг. 28. Сдвиго-надвиг в окрестностях пос. Аргаяш. Южный Урал (составлен А. А. Плюснинной по данным работ Ключевской партии).

1 — известняки; 2 — алевролиты, аргиллиты, глинистые, углисто-глинистые сланцы, туфы основного и кислого состава, прослои известняков; 3 — порфириитоиды, туфы основного состава; 4 — дацитовые порфириты; 5 — диабазы, диабазовые порфириты; 6 — серпентиниты; 7 — поверхности надвигов.

Таким образом, в рассмотренных структурах определяются элементы сдвиговых и надвиговых перемещений блоков вдоль одних и тех же сместителей, образовавшихся одновременно и при механически однородной деформации. Только сдвиговая составляющая значительно преобладает. Время формирования разрывов, поскольку они отчасти конседиментационные, — триас-нижний лейас. Но самые поздние сдви-

говые перемещения в восточной части депрессии еще более поздние — верхнелайасовые.

Характерный сдвиго-надвиг находится в окрестностях оз. Аргаяш (фиг. 28). Здесь по профилю глубоких скважин пересечены среднекаменноугольные и нижнекаменноугольные (намюрские и верхневизейские) карбонатные толщи, датируемые по органическим остаткам. На эту серию осадочных пород с запада надвинуты по пологим надвигам нижнекаменноугольные породы угленосной свиты, а на последние в свою очередь — силурийские вулканогенные образования, широкой полосой развитые к западу от разлома. В результате сформировалась чешуйчатая надвиговая структура со значительной горизонтальной составляющей перемещений блоков. Видимая амплитуда, вскрытая по профилю скважин, равна 3 км, а из графических построений следует, что величина смещения здесь около 9—10 км. Направление надвига юго-восточное, а простираение линии сместителя на поверхности северо-восточное. При таком соотношении изгибов в данной структуре можно говорить о левом сдвиго-надвиге.

Вдоль поверхностей сместителя в керне скважин автором установлено интенсивное брекчирование пород и рассланцевание с массой зеркал скольжения, совпадающих с рассланцовкой и залегающих в общем очень полого (почти поперек оси керна).

Наблюдения показывают, что названные деформации приурочены к контактам разновозрастных пород и расположены вдоль пологих сместителей. В подошве угленосной толщи по границе с известняками протвинского горизонта нижнего намюра находятся тела брекчированных и рассланцованных серпентинитов. Наличие их свидетельствует о связи этих надвигов с глубинными разрывными нарушениями, хотя сами по себе эти структуры поверхностные. Подобные же надвиги развиты в виде чешуй восточнее пос. Аргаяш в северной экзоконтактовой зоне Челябинского гранитного массива (см. фиг. 14).

Выделение зон чешуйчатых надвигов первого и второго типов представляет определенный интерес, так как они образуют обширные участки интенсивно дислоцированных пород, которые развиты закономерно в системах шарьяжей и сдвигов и, таким образом, отражают общую кинематику процесса формирования первичных глубинных надвиговых структур.

По наблюдениям в обнажениях, признаки шарьяжей и надвигов весьма разнообразны. Важнейшие из них следующие: 1) зоны дробления, рассланцевания, скольжения с характерными складками волочения, развитыми вдоль полого залегающих поверхностей сместителей; 2) поверхности сместителей с зеркалами скольжения и штриховками, в общем поперечными к простираению линий разрывов на поверхности; 3) контакты с несогласным залеганием более древних комплексов пород на относительно молодых образованиях; 4) извилистые в плане контуры прослеживаемых тектонических контактов в виде заливов (полуокон); 5) тектонические окна (среди аллохтона «проглядывают» породы автохтона) и тектонические останцы, или свидетели покровов.

Детали строения отдельных покровов видны в обнажениях, а общая картина вырисовывается лишь в результате геологического картирования значительных площадей, когда к исследованиям привлекаются геологические и геофизические карты, профильные разрезы, а также данные дешифрирования аэрофотоснимков. На основе всех этих материалов выясняется региональный план шарьяжной тектоники, который открывает возможность структурных построений уже на глубину. В частности, появляется возможность определить видимые амплитуды перекрытий (по

удалению окон от фронта шарьяжей, по глубине полуокон). Для выяснения амплитуды перекрытий частных покровов наиболее убедительны данные бурения глубоких структурных скважин (Камалетдинов, 1965). Методом отраженных волн в песчано-сланцевых толщах надвиги выявляются очень хорошо и на сейсмических профилях выглядят как фотографии гигантских срезов слоистых толщ пород. Эти профили дают ответ на вопрос о масштабах перемещений отдельных покровов. По ним можно определить амплитуды смещений, изменения их по простиранию сместителей и рисовать формы надвиговых поверхностей в изогипсах.

В плане всего складчатого пояса шарьяжная тектоника явно тяготеет к границе его с краевым прогибом. Здесь непрерывно развиты зоны линейной шарьяжной складчатости, системы чешуйчатых надвигов, обширные районы развития гигантских тектонических брекчий — меланжа. Вдоль этих тектонических линий наблюдается сближение западных, платформенных формаций с восточными, эвгеосинклинальными и перекрытие первых последними. Такое сближение свидетельствует о больших суммарных амплитудах перемещений систем покровов, т. е. отражает эффект перемещений по многочисленным сместителям (шарьяжам и надвигам). Наблюдения эти еще не дают точных данных о величине горизонтальных перемещений, но они заставляют предполагать, что амплитуды их действительно очень велики.

ГЛАВА 7. МЕТОДИКА ПОЛЕВЫХ НАБЛЮДЕНИЙ РАЗРЫВОВ

Методика выявления и прослеживания разрывных нарушений разрабатывается очень длительное время, и главные признаки сдвигов, надвигов, сбросов описаны в многочисленных учебниках и методических пособиях. В настоящее время во многих складчатых поясах выполнены разнообразные детальные геологические и геофизические исследования с подробной картографией структур. Имеются аэрофотоматериалы — важнейший источник информации, используемый для самых детальных изображений блоковой тектоники. Все эти данные значительно дополняют обычно фрагментарные геологические наблюдения отдельных разломов.

Главная задача сейчас заключается в решении ряда вопросов глубинной тектоники. К сожалению, методы анализа глубинной тектоники разработаны еще недостаточно. Их совершенствованием геологи занимаются должным образом лишь последние 10—15 лет. Толчком к этому послужили геологические и геофизические исследования, которыми были охвачены в последнее время обширные океанические области Земли. При этом, в частности, было установлено, что по многим разрывным нарушениям — сдвигам, надвигам и раздвигам происходили очень крупные горизонтальные перемещения земной коры, измеряемые десятками и даже сотнями километров. Эти открытия легли в основу новых тектонических гипотез и одновременно заставили геологов заняться разработкой способов обнаружения подобных явлений в «старых» районах, давно исследованных и нередко очень трудных для изучения.

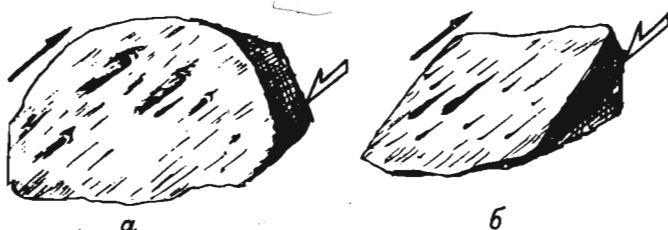
Все разрывные нарушения, независимо от амплитуд перемещений блоков горных пород, сопровождаются различными видами тектонитов или приразломных деформаций. Они представлены массой мелких разрывных, пластических и упруго-пластических деформаций первичных текстур и структур пород. Такие деформации очень выразительны и наблюдаются в самом небольшом объеме горных пород, причем выяв-

ляются значительно раньше основных тектонических форм, с которыми они связаны. Это своего рода спутники главных сместителей, несущие в себе те же элементы кинематики. Разные по виду и происхождению, внутренние нарушения пород отражают специфику проявлений тектонических напряжений в каждой отдельной части нарушенного массива, а также для определенного слоя земной коры. Другой важнейшей их особенностью является закономерное расположение относительно структурных элементов основных региональных разрывных форм. Поэтому на основании наблюдений за проявлениями внутренних деформаций горных пород можно получить представление о простирации, размерах, времени формирования и генезисе крупных тектонических структур. Таким образом, зоны тектонического скольжения с брекчиями, милонитами и приразломными дислокациями являются главным объектом при изучении разрывных нарушений на обнажениях. Наиболее важные элементы зон скольжения: трещиноватость, рассланцевание, линейности и приразломные складки.

Приразломная трещиноватость и рассланцевание

Приразломная трещиноватость — самое обычное явление во всех, даже самых незначительных разрывах. Проявляется она по-разному, в зависимости от принадлежности к той или иной группе разрывных нарушений и имеет свои морфологические (скульптурные) особенности, которые позволяют использовать ее для определения природы разрывов.

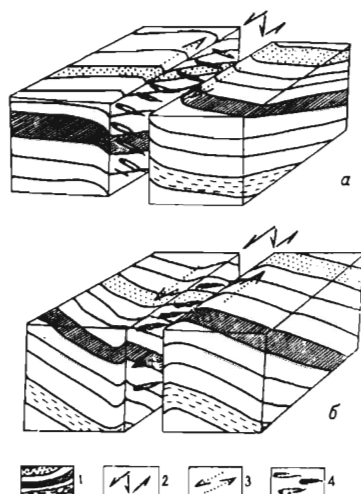
Изучение внутреннего строения зон сдвиговых нарушений показывает, что пучки субпараллельных взаимно пересекающихся трещин скалывания в зонах тектонического скольжения переходят участками по простирацию в интенсивную трещиноватость и рассланцевание и обычно имеют характерные для них зеркала скольжения с признаками субгоризонтального движения отдельных блоков пород. В местах особенно сильного сжатия развиваются милониты, имеющие форму узких линз, в которых также видны штриховки скольжения.



Фиг. 29. Скульптурные знаки на поверхностях (зеркала) скольжения при сбросах, сдвигах и надвигах: а — ямки вдавливания и бугорки выжимания (тип «зубила»); б — выклинивающиеся штрихи (тип «шила»). Одинарной стрелкой показано движение отсутствующего блока, двойной стрелкой — блока, изображенного на рисунке.

В слоистых или сланцевых породах при поперечном пересечении их разрывами часто образуются загибы слоев в сторону направления движения блоков. Это весьма надежный признак относительных смещений блоков. Зеркала скольжения с бороздами и штрихами также во всех случаях внимательно изучаются с целью выяснения знака движения блоков и определения природы этих разрывов. Штрихи и борозды обычно очень тонкие, невыразительные, и к ним нужно внимательно при-

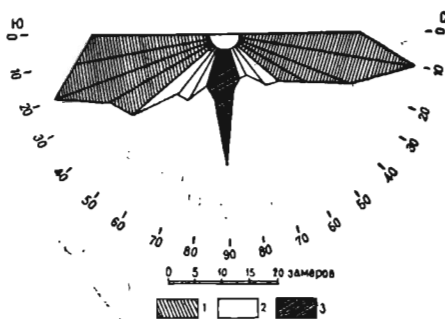
сматриваться для получения ответа на вопрос о направлении смещения блоков. Иногда на тонкоштрихованных поверхностях это устанавливается на ощупь, если двигать рукой вдоль штриховки. Рука свободно скользит в сторону ранее происходившего движения сопряженного блока; в обратном же направлении ощущается занозистость поверхности. Направление смещения определяется и на глаз, когда имеются ямки вдавливания с бугорками выжимания, а также штрихи истирания. Эти скульптурные элементы часто находятся совместно на одних поверхностях скольжений. Ямки вдавливания и бугорки выжимания (фиг. 29) образуются в тех случаях, когда царапающий обломок в зоне истирания значительно прочнее вмещающей массы и не истирается в процессе перемещения. Выклинивание ямки в таком случае широкое (как от удара зубилом) и направлено в сторону движения блока, на котором эти



Фиг. 30. Блок-диаграммы, показывающие соотношение между загибами слоев в плане и направлением сдвигов относительно слоев.

1 — слои пород; 2 — направления истинных смещений блоков при сбросо-сдвиге; 3 — видимое направление смещения блоков по загибам слоев; 4 — ориентировка штриховок на зеркалах скольжения.

штрихи наблюдаются. Когда же царапающий обломок сам быстро истирается, форма борозды напоминает шило с острием, направленным в сторону движения сопряженного блока. Таким образом, выклинивание по типу «зубила» ориентировано в направлении, противоположном выклиниванию по типу «шила» при одном знаке движения блоков, и должно расцениваться в соответствии с вышеописанным правилом.

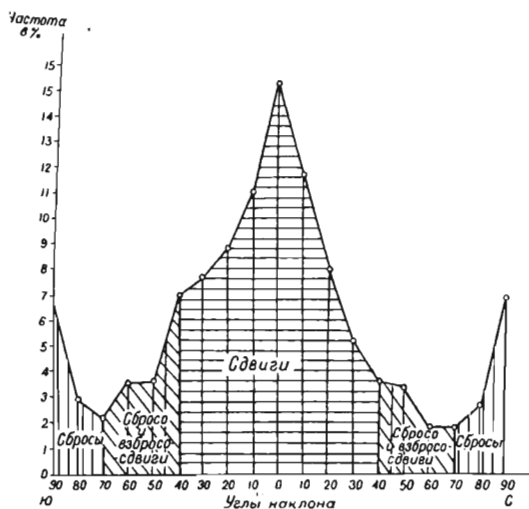


Фиг. 31. Роза наклона штриховок на зеркалах скольжения для северной части Магнитогорского синклинория.
1 — сдвиги; 2 — сбросо-сдвиги; 3 — сбросы.

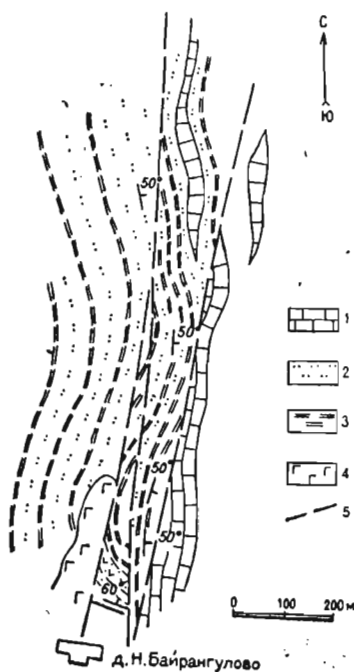
При определении знака смещения по изгибам слоев вблизи сместителей всегда необходимо иметь замеры наклонов штриховок на поверхностях сместителей. Загибы слоев в плане соответствуют знаку смещения по сдвигу, если штрихи скольжения положе оси вращения слоев в складке у сместителя (фиг. 30). Если же они круче (последнее

положение обычно для полого залегающих слёдов), то непосредственно по завороту слоев горизонтальная составляющая сдвига не определяется. В таком случае выявляют сначала опущенное крыло и направление наклонов штрихов. Опущенное крыло обнаруживается по смещению прослеживаемых в обнажении маркирующих слоев, а также слоев известного возраста.

Фиг. 32. График частоты встречаемости равных углов наклона штрихов на зеркалах скольжений для северной части Магнитогорского синклинория по главным субмеридиональным разрывам (550 замеров штриховок).

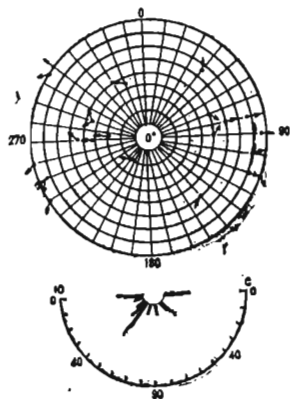


Генетическая природа разрывных нарушений выясняется и с помощью статистических методов анализа. В частности, на основании большого количества замеров элементов залегания трещин-сместителей и направлений штриховок на них в пределах какой-либо площади или отдельной зоны разлома можно построить разные графики (фиг. 31, 32). Они позволяют говорить о преобладании тех или иных ориентировок в



Фиг. 33. Структурный рисунок сдвиговых разрывных нарушений в девонских породах района д. Ново-Байрангулово. Южный Урал.

1 — известняки; 2 — туфопесчаники; 3 — кремнистые туфиты; 4 — диабазы; 5 — сдвиги.



Фиг. 34. Диаграмма трещиноватости и направлений смещения блоков (по штрихам) в зоне Новобайрангуловского разлома.

перемещениях блоков и благодаря этому решать более общий вопрос — о происхождении разломов.

Изучая зеркала скольжения, очень часто можно видеть пересечения штриховок разного возраста. При этом оказывается, что сбросовые штриховки всегда более поздние по сравнению со сдвиговыми. В связи с этим выделяются вторичные сбросовые нарушения, развившиеся по готовым сдвиговым трещинам. На фиг. 33, 34 отражено строение Ново-Байрангуловского разлома (западное крыло Магнитогорского синклинория). На простой круговой диаграмме нанесены данные по элементам залегания отдельных трещин-сместителей, выявленных в зоне этого разлома. Одновременно показаны и наклоны штриховок. В наклонных горизонтальных штрихах по строению борозд скольжения определяются только левосторонние сдвиги, а в крутопадающих — сбросовые и взбросовые смещения.

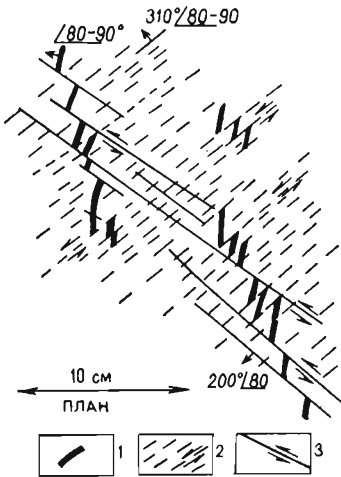
Таким образом, описанные выше признаки перемещений по приразломным трещинам выглядят в общем одинаково во всех разновидностях разломов, но ориентировки в каждой из них свои, обусловленные разными механизмами формирования.

Тектоническая трещиноватость разломов-раздвигов отличается в значительной мере неправильными формами, что особенно заметно в плане (мозаичная система). Это объясняется прежде всего условиями формирования в обстановке общего растяжения земной коры. Основную роль в образовании этих трещин играли вертикальные сбросовые перемещения по поверхностям естественного откоса, т. е. под крутым ($30-80^\circ$) углом к линии горизонта. Поэтому нарушения в вертикальном разрезе имеют форму клиновидных блоков с перекрещивающейся системой трещин. Вдоль поверхностей трещин развиты многочисленные плоскости скольжения со сбросовыми штриховками и, кроме того, типичные для них открытые полости. Последние благоприятны для образования интрузий, вследствие чего трещины растяжения к настоящему времени полностью залечены жилами и дайками разных пород. Трещины раздвигов формируются на ранних стадиях развития геосинклиналей. Позднее они обычно бывают передислоцированы и поэтому маловыразительны. Приразломная трещиноватость играет важную роль в формировании залежей полезных ископаемых, так как по трещинам обычно проникает основная масса рудного вещества.

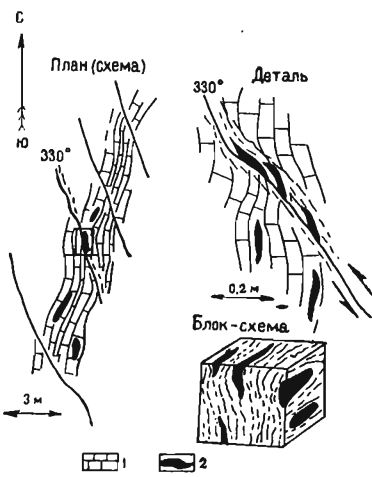
Присдвиговые трещины в массе своей представлены крутопадающими трещинами скалывания, согласными с простираниями основных сместителей. Они имеют отчетливо выраженные зеркала скольжения, а также штриховки, в общем продольные к простиранию трещин, по которым в основном и приходится восстанавливать главные элементы формирования этих разрывных нарушений. Сдвиги также сопровождаются опоряющими (рубцовыми) трещинами и зонами локального расслаивания, которые имеют самые различные формы проявления (фиг. 35, 36).

Зоны локального расслаивания по существу представляют собой участки сгущения тех же трещин скалывания, обычно извилистых и переплетающихся между собой. В разных породах эти зоны выглядят неодинаково. В одних местах породы превращаются в сланцы со сложными формами разлинования и будинажа обломков, в других — они становятся милонитами и частично перекристаллизуются, а чаще всего просто дробятся, в зависимости от степени упругости деформированных пород. Если в зонах сдвигов находятся породы с различными механическими свойствами, то все перечисленные виды тектонитов в них обычно сов-

мещены. Наличие тектонических брекчий в сочетании со сланцами (фиг. 37) является убедительным признаком приразломного расланцевания. Для него характерны также зеркала скольжения с типичными пологонаклонными штриховками. Это обстоятельство в первую очередь



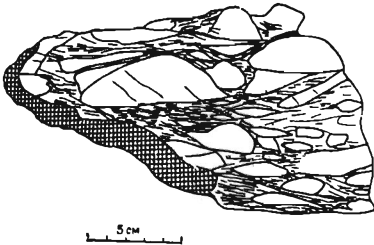
Фиг. 35. Проявление приразломного расланцевания в верхнеордовикско-нижнесилурийских порфиритах. Челябинская система сдвигов.
1 — кварцевые прожилки; 2 — локальный кливаж и направление смещения вдоль него; 3 — трещины скалывания.



Фиг. 36. Локальное расланцевание вдоль левосторонних сдвиговых нарушений в визейских известняках (район пос. Кидыш, Южный Урал).
1 — известняки; 2 — кремнистые стяжения.

позволяет отличать локальное расланцевание от расланцевания, связанного с системами регионального кливажа разлома и кливажа течения. Кроме того, локальное расланцевание очень ограничено по площади проявления и развито узкими зонами, ориентированными вдоль основных сместителей, которые обычно секут региональные системы кливажа (разлома и течения).

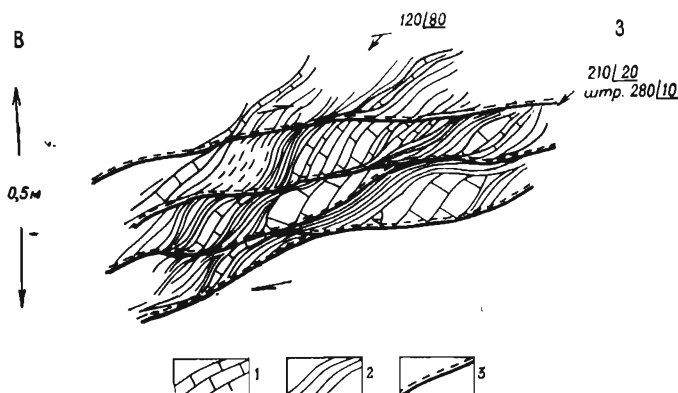
Фиг. 37. Тектоническая брекчия из зоны Туринского сдвига. В мелкообломочной цементирующей массе пород наблюдается расланцевание со сложным перекрещиванием поверхностей сланцеватости (район г. Нижнего Тагила, Лебяжинский карьер, Средний Урал).



Трещиноватость надвигов и шарьяжей имеет две формы проявлений: 1) в виде зон трещиноватости и расланцевания, совпадающих с пологими поверхностями сместителей; 2) в виде ортогональной сетки крутопадающих трещин скалывания и отрыва.

В зонах надвигов развиты пологопадающие сложно изгибающиеся трещины-сместители, которые неправильно переплетаются между собой.

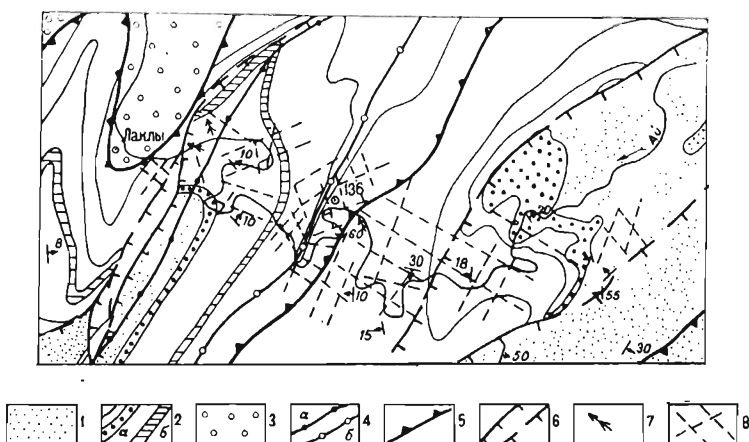
Штрихи скольжения на них большей частью поперечные по отношению к фронту шарьяжа или надвига. Породы вдоль этих трещин разлинзованы, «расташены» на узкие клиновидные блоки (будинированы), и слон в них развернуты закономерно, в виде S-образных форм, по которым можно определять направление относительных перемещений блоков (фиг. 38). Вблизи трещин развиты характерные складки волочения и местные зонки расщепления, дробления и будинажа слоев.



Фиг. 38. Будинаж слоев московского яруса в зоне сместителя Михайловского шарьяжа (западная окраина г. Михайловского, Средний Урал).

1 — известняки; 2 — алевролиты; 3 — разрывы и расщепление вдоль надвиговых поверхностей.

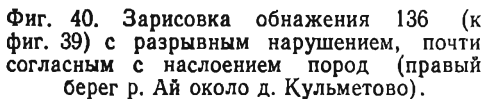
Ортогональная сетка трещин в покровах, нормальная к слоистости, рассматривается ниже, в разделе, посвященном шарьяжным складкам изгиба. Здесь следует обратить внимание лишь на то обстоятельство, что в отдельных покровах планы ортогональных сеток нередко существенно



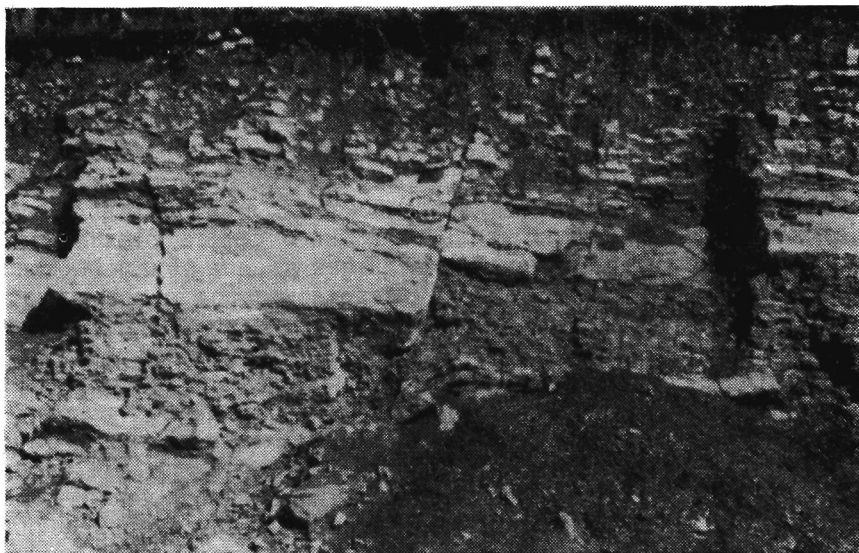
Фиг. 39. Структурно-геологическая карта района среднего течения р. Ай.

Стратиграфические комплексы: 1 — верхний протерозой; 2 — девонские и каменноугольные отложения с маркирующими горизонтами (а — такатинская свита, эйфель, средний девон; б — турнейский ярус); 3 — нижнепермские породы Предуральяского краевого прогиба. Структурные обозначения: 4 — оси складок изгиба (а-синклинали, б-антиклинали); 5 — поверхности шарьяжей (штрихи в сторону падения); 6 — взбросы; 7 — направления штрихов на зеркалах скольжения; 8 — сеть тектонических трещин.

3



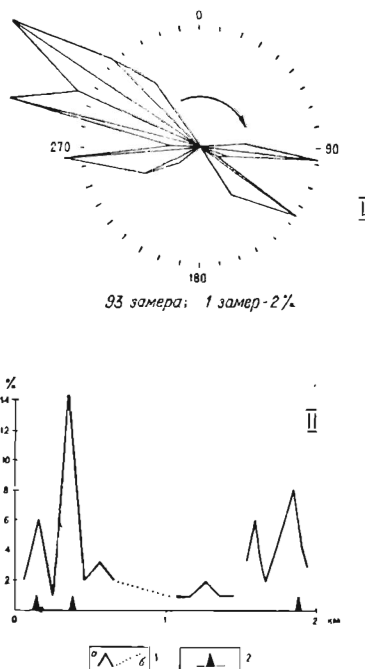
Зоны глубинной трещиноватости достаточно хорошо выделяются среди других типов тектонической трещиноватости в пологих передовых складках Урала на границе с краевым прогибом, т. е. в породах, слабо затронутых внутренними деформациями. Они представлены обычно редкими крутопадающими трещинами или пучками трещин (в местах их сгущения) с плавной извилистыми сместителями, на которых, как правило, видны зеркала скольже-



5*

ния со штриховками, имеющими преимущественно сдвиговый либо сбросовый характер. Описываемые трещины ориентированы вкрест простираения складчатых структур и пересекают их шарниры и осевые поверхности. Так как эти трещины не строго линейные, то вдоль них часто развиты узкие зонки дробления, слои подвернуты и отражают направление смещения блоков. В породах интенсивно развиты прожилки (кальцита, кварца), приуроченные к трещинным пустотам.

Таким образом, рассматриваемые деформации очень благоприятны для проникновения и циркуляции в них подземных растворов. С ними связаны и современные минеральные источники. В общем эта поперечная сеть трещин развита на всем протяжении Урала. В зонах ее усиления проявляются заметные разрывные нарушения с аналогичными направлениями и со смещениями слоев (сбросами и сдвигами).



Фиг. 42. Диаграммы глубинной трещиноватости, проявляющейся в силурийских и верхнекаменноугольных отложениях в окрестностях г. Михайловского на Среднем Урале. I — роза простираний трещин; II — график частоты глубинных трещин на двухкилометровом меридиональном отрезке.

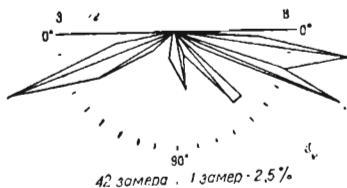
1 — трещины: а — по наблюдениям в сплошных обнажениях, б — по интерполяции; 2 — трещины с видимыми перемещениями блоков.

Неравномерное развитие указанных деформаций наблюдается в сплошных обнажениях известняков венлокского яруса, которые вскрыты на большом протяжении вдоль восточного берега Михайловского пруда в выемках вновь строящейся железной дороги (фиг. 41). Известняки образуют простую моноклинал с падением пород на восток по азимуту $90^\circ \angle 20-40^\circ$. В этой моноклинали спорадически развиты, то усиливаясь, то затухая, сдвиговые и сбросовые трещины, в основном широтного и северо-западного простираения (фиг. 42). Как видно из розы трещин, они в равной мере наклонены и на север и на юг под углами $70-90^\circ$. Для выяснения преобладающего их направления составлен график густоты трещин на меридиональном профиле. Учитывались все видимые их проявления. В результате очень рельефно наметились зоны сгущения, в которых вдоль трещиноватости по отдельным разрывам определились незначительные сдвиговые перемещения с левым знаком. Как видно из роз наклона штриховок (фиг. 43), преобладают сдвиговые перемещения, хотя значительное место занимают и сбросы. Кроме того, на одних и тех

же поверхностях сместителей можно заметить сдвиговые и сбросовые штриховки, наклоны их на северо-запад и на юго-восток.

Глубинные трещины прослеживаются по простирацию в аллохтоне Сергинского покрова и проявляются в автохтоне, сложенном породами среднего карбона (в Михайловском покрове), где в известняках и песчано-алевролитовых толщах они сохраняют те же ориентировки и формы

Фиг. 43. Роза наклонов штрихов по замерам на поверхностях субширотной глубинной трещиноватости.



движения. Ими пересекаются надвиговые поверхности в шарьяжах и шарьяжные складки, т. е. трещины выглядят как самые поздние деформации, что хорошо видно и на плане дешифрирования (см. фиг. 21). Эти зоны трещиноватости наблюдаются во всем разрезе пород — от силура до нижней перми включительно и пересекают глубинные надвиговые структуры. Трещины скалывания и отрыва ортогональной сетки заметно отличаются в обнажениях от глубинных сквозных трещин: они развиты в целом очень равномерно в виде частой сетки, в разных пластах имеют разную густоту и обрываются на границах слоев, т. е. явно зависят от механических свойств самих пластов.

Обращает на себя внимание тот факт, что глубинные трещины ориентированы субширотно и в целом перпендикулярно к шарнирам складок волочения (изгиба), которые имеют северо-восточную и субмеридиональную ориентировку. Кроме того, в общем плане они согласны с субширотными ориентировками штриховок на зеркалах скольжения надвигов. Такие факты наводят на мысль о том, что рассматриваемые явления имеют генетическую связь между собой. Если основываться на высказанной выше гипотезе о поддвиге, то можно допустить, что древние субширотные структуры цоколя особым образом отражаются и в чехле. Движение с запада на восток кристаллического основания происходило неравномерно в связи с его гетерогенностью, обусловленной прежде всего наличием каких-то субширотных разрывов. Дифференциальные подвиги этих субширотных блоков частично передавались вверх, в чехол, где и отразились в зонах трещиноватости с согласной ориентировкой. Вдоль этих зон глубинной надразломной трещиноватости на земную поверхность подавались различные высокоподвижные рудные вещества (например, киноварь), которые находятся в поверхностных отложениях даже на окраине Русской платформы и далеко проникают на восток в Центрально-Уральскую зону. На Приполярном Урале, в Кожим-Изском антиклинории с этими зонами трещиноватости связаны концентрации редких элементов.

На восточном склоне Урала зоны широтной трещиноватости не выделены, так как они теряются среди других видов дислокаций горных пород, хотя в литературе вопросам широтной тектоники уделяется большое внимание. В этом направлении работают геофизики (Ананьева, Дорофеев, 1963; Халевин, 1968) и геологи (Малахов, Желобов, 1963; Минкин, 1963). Однако описываемые структуры изучены пока еще очень слабо, так как в основу исследований были положены не конкретные наблюдения каких-то определенных генетических типов деформаций горных пород, а упрощенная формальная увязка разнородных геологических, гео-

физических, геоморфологических и других возможных исходных элементов по принципу линейного и субширотного их расположения.

Зоны субширотных глубинных трещин на восточном склоне Урала представлены крутопадающими редкими поверхностями сместителей с небольшими амплитудами горизонтальных, преимущественно правосторонних сдвиговых перемещений. Они наложены на все дислокации и пересекают позднепалеозойские и даже раннемезозойские левые сдвиги. Особенно интенсивно эти дислокации проявляются вблизи зоны сочленения Урала и Пайхоя, где Ю. В. Чудиновым (1964) выделены северо-западные правосторонние сдвиги, секущие Центральную-Уральскую зону.

Приразломные тектониты

Тектониты — породы, претерпевшие различные формы динамометаморфического преобразования. В зависимости от степени дробления в разломах выделяются тектонические брекчии (какириты), катаклазиты и милониты. Своеобразие этих пород настолько велико, что они обычно хорошо узнаются (за исключением милонитов) в обнажениях, просто в образцах, а также в шлифах. Поэтому их очень удобно использовать для трассирования тектонических нарушений в поле (по обнажениям и даже по высыпкам).

Тектонические брекчии, как правило, состоят из смеси пород, среди которых развивается нарушение. Обломки обычно угловатые, неправильно трещиноватые. При внимательном рассмотрении можно видеть, что отдельные обломки еще раз дробятся и куски их находятся все вместе, хотя и по-разному смещены. Дробление может быть многократным, и в тектонических брекчиях находятся куски других, более ранних тектонических брекчий. Все эти свойства позволяют отличать их от осадочных брекчий, когда нет других признаков дислокаций горных пород. Тектонические брекчии цементируются мелкообломочным материалом разрушенных пород либо посторонним веществом: кальцитом, кварцем, магматическими породами и рудными образованиями. Таким образом, брекчии представляют большой интерес для геологов, занимающихся поисками месторождений полезных ископаемых.

Выделяется несколько видов тектонических брекчий в зависимости от состава обломков, цемента и отношения к слоистости.

Мелкоформационные брекчии обычно однородны по составу и совпадают или близки к положению слоев. Они характерны для шарьяжей. Цемент большей частью местный.

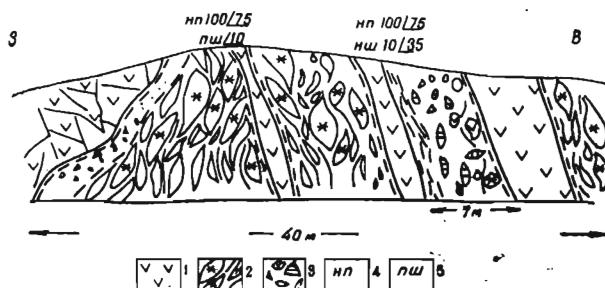
Брекчии сбросов слагают крутопадающие тела из обломков разнообразного состава окружающих пород (смешанные — в средних частях зон дробления и однородные — ближе к бортам разломной трещины). Сцементированы они обычно посторонним веществом либо мелкообломочной брекчией из тех же пород стенок. Цементом очень часто бывают интрузивные образования разного состава.

Меланж, или тектоническая смесь, — разновидность особенно крупноглыбовых брекчий, в которых цемент и обломки резко различаются по своим механическим свойствам. В этих образованиях крупные глыбы хрупких пород сцементированы пластичными породами. Движения по разломам вызывают раскол хрупких пород на крупные блоки, между которыми проникают пластичные породы и в общем процессе течения вращают их и растаскивают, располагая в хаотическом беспорядке. В случае преобладания цементирующего пластичного материала в зонах разломов обломки и блоки пород «плавают» среди него в виде редких

останцов. Цементирующим веществом обычно бывают серпентиниты (гипербазитовый меланж в эвгеосинклинальных зонах) и глинистые, мергелистые, песчано-глинистые породы (в миогеосинклиналях). В качестве цемента вероятны также и лавы. Таким образом, меланж развивается в зонах сжатия (в надвигах и сдвигах) вдоль контактов пластичных и хрупких пород.

На Урале особенно значительны проявления меланжа вдоль границ Центрально-Уральской зоны. Эти брекчии в основном связаны с надвигами и шарьяжами, а также со сдвигами, которые здесь наблюдаются среди типичных эвгеосинклинальных формаций. В гипербазитовом массиве Крака по данным М. А. Камалетдинова брекчии меланжа состоят из обломков силурийских и девонских пород, осадочных и вулканогенных, и образуют мощные зоны, особенно по краям массива.

Типичный меланж развит в полосе серпентинитов к югу от г. Миасса. Здесь в цементе из серпентинитов находятся блоки осадочных и вулканогенных пород силура и карбона, интрузивные породы (габбро, граниты, диабазы), а также (редко) метаморфические сланцы и кварциты из зоны Урал-Тау. Такие гигантские брекчии отражены на геологических картах. Вдоль восточного склона Урал-Тау местами устанавливается надвигание рифейских толщ этой зоны на толщи пород восточного борта Магнитогорского синклиория. Здесь же имеют место мощные зоны милонитов и брекчий северо-восточного простирания, связанные с левыми сдвигами. Они явно наложены на надвиговые дислокации. Таким образом, меланж в этой зоне дважды (а может быть, и больше) переработан вдоль разных тектонических контактов, и поэтому связывать отдельные проявления брекчий с какой-то определенной формой движения очень трудно.



Фиг. 44. Тектонические брекчии, меланж. Выемка тракта Челябинск—Уфа, в 6 км восточнее пос. Атян (Южный Урал).

1 — порфириды с трещинами отрыва; 2 — будины антигоритовых серпентинитов; 3 — обломки известняков порфиридов, туфов; 4 — направление падения расщепления; 5 — угол наклона штриховки на зеркалах скольжения.

Примером таких дислокаций в сдвигах являются брекчии, наблюдаемые в крупной выемке автомагистрали Челябинск—Уфа, в 6 км восточнее пос. Атян (фиг. 44). Они образованы глыбами антигоритовых серпентинитов, в которых зонами включены брекчии из вмещающих пород (известняков, порфиридов, диабазов), т. е. из обломков пород рамы. В них же находятся крупные блоки порфиридов и диабазов, разбитых трещинами, будинированных, окруженных зонами скольжения со всех сторон. Глыбы серпентинитов в брекчиях достигают иногда 5—10 м в поперечнике. Они имеют обтекаемую форму обдававшей с блестящими пришлифованными поверхностями. Штриховки на зеркалах скольжения

ориентированы весьма разнообразно. Цементом глыб с массивным внутренним строением являются сильно рассланцованные серпентиниты. Элементы рассланцевания в общем имеют северо-восточное простирание и крутое падение, но так как они обтекают глыбы, то при этом еще и сильно изгибаются, переплетаясь и перекрещиваясь. Поэтому отдельные замеры их очень невыразительны, но на аэрофотоснимках в целом они составляют устойчивую линейную структуру. Выходы описываемого меланжа прослеживаются широкой зоной далее на юг и на север.

Следовательно, меланж может быть образован вдоль надвигов и сдвигов, т. е. по разрывам с большими амплитудами смещений блоков пород.

На западном склоне Урала надвиги и шарьяжи развиты среди осадочных отложений, а меланж в них приурочен к толщам алевролитов и глинистых сланцев. Эти пластичные породы включают в себя глыбы ближайших местных образований. Такие явления, в частности, можно наблюдать на западной окраине г. Михайловска. Алевролиты и глинистые сланцы здесь представляют собой массивную бесструктурную породу, настоящее тектоническое месиво, которое прослеживается вкрест простирания на десятки метров. В нем беспорядочно заключены обломки дробленых известняков того же московского яруса и глыбы тектонических брекчий (известняковых) до 1,5—2 м в поперечнике. Вверх по разрезу тектоническое месиво из алевролитов переходит в слоистую пачку тех же пород, интенсивно будинированную, трещиноватую и местами рассланцованную. Таким образом, здесь можно выделить зону местного меланжа (из местных пород).

В последнее время большую работу по изучению условий образования меланжа в эвгеосинклинальном поясе Урала развернули сотрудники Геологического института АН СССР под руководством А. В. Пейве (1969). Ими выделяются обширные площади меланжа в Присакмарской зоне и еще более южных районах.

Милониты — обширная группа пород, в которую входят не только милониты разрывных нарушений, но и вообще тонкорассланцованные породы, образовавшиеся вследствие разных процессов интенсивного рассланцевания. В частности, милонитовая структура образуется в процессе формирования систем регионального кливажа течения в обстановке значительного метаморфизма пород. Следовательно, необходимо разделять милониты приразломные и милониты регионального кливажа течения.

Милониты зон разломов — это локальные образования, тесно связанные с зонами тектонического течения, которые быстро выклиниваются по простиранию и ограничены небольшими мощностями (обычно несколько метров). Способы микроскопического изучения и разделения милонитов достаточно подробно рассмотрены во многих учебниках, посвященных петрографии метаморфических пород. Милониты, связанные с кливажем течения, занимают обширные площади и мощные толщи пород и находятся в сочетании с определенным комплексом структур, которые рассматриваются в главе 14 данного руководства.

Приразломная складчатость

Почти все описанные выше разрывные нарушения сопровождаются разными типами искривления слоистости, т. е. в полном смысле пластическими деформациями в виде целых складок или отдельных их элементов. Совершенно очевидно, что при тектонических блоковых подвижках

одновременно возникают условия для хрупкой (разрывной) и пластической (складчатой) форм дислокаций пород. Поскольку исходными, первичными являются глубинные разломы, вызванные внутримантийными движениями, то, естественно, складки, связанные с разрывными нарушениями, всегда отражают природу создавших их движений.

Для мозаичных блоков обычны брахиформные штамповые складки изгиба и приинтрузивные изгибы слоев. В зонах сдвигов развиты межразломные и приразломные складки продольного сжатия, разные по форме и интенсивности. Особенно разнообразны и интенсивны складки, приуроченные к надвигам и шарьяжам. С этими разрывными нарушениями непосредственно механически (генетически) связаны складки волочения, частично описанные выше, основная масса складок продольного изгиба и в значительной мере послонные складки течения. Однако к приразломным дислокациям, по которым можно непосредственно трассировать зоны разрывов, могут быть отнесены только некоторые морфологические разновидности: складки волочения зон тектонического скольжения, флексуры и шовные антиклинали. Выявление этих складок производится на основе комплекса признаков, свойственных складчатым нарушениям, которые будут рассмотрены в следующей части методики.

Часть вторая

СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ

ГЛАВА 8. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ

Общепринятых генетических классификаций складчатых структур в настоящее время не существует. Однако основные механизмы складкообразования выяснены, и благодаря этому такое разделение складок вполне возможно. *Отдельной генетической разновидностью складки следует считать пликативную деформацию, которая отличается от других складчатых форм механизмом (кинематикой) формирования, т. е. способом искривления слоистости, или ранее созданных линейных и плоскостных текстур, либо структурных поверхностей.* Известны и с разной степенью детальности описаны, например, следующие механизмы складкообразования: продольный изгиб стратифицированной толщи пород, поперечный изгиб, или штамповый, волочение, скалывание слоев по системе кливажа разлома, пластическое течение пород, продольное расплющивание блоков земной коры в упруго-пластическом состоянии (по принципу Бьюларда), продольный упругий изгиб нерасслоенной массивной пластины земной коры (по Венинг Мейнецу), диапиризм (см. табл. 3).

Перечисленные механизмы образования складок в различных геодинамических обстановках проявляются по-разному, и это создает дополнительное разнообразие складчатых структурных форм. Особенно многообразны складки продольного изгиба, которые образуются в зонах сдвигов (сдвиговые складки: приразломные, межразломные и надразломные), шарьяжах (покровные или чешуйчато-надвиговые), приконтактных частях интрузий. Весьма разнообразны также складки течения. Они связаны с зонами шарьяжей, складками продольного изгиба, штамповыми, с диапирами, системами регионального кливажа течения.

Существует несколько принципов классификации складчатых структур. Первые классификации были основаны полностью на формах складок и положении их элементов относительно линии горизонта. И в настоящее время морфологическое разделение структур широко применяется в геологических и специальных тектонических исследованиях либо в качестве единственного критерия (Сенченко, 1964), либо в сочетании с другими принципами — генетическими или кинематическими (Сорский, 1964).

По кинематическому принципу В. В. Бронгулеев (1959, 1964) выделяет складки: коробления, течения, штамповые; а В. В. Белоусов (1954,

1962) — общего смятия, нагнетания, глыбовые и глубинные, или метаморфические складки.

А. В. Пейве (1960) и В. Е. Хаиним (1957, 1960, 1964) в основу классификации положены геодинамические условия формирования складок. В частности, А. В. Пейве различает три типа складок в зависимости от принадлежности к разрывным нарушениям: сбросовые, сдвиговые и надвиговые. А. Е. Михайлов (1967) предлагает выделять складки: регионального сдавливания, приразрывные, гравитационного скольжения, диапировые, облекания (отраженные глыбовые), связанные с внедрением магмы.

Классификация Г. Д. Ажгирея (1960) значительно сложнее, так как в ней одновременно учитываются генетические признаки, морфология и геодинамические условия образования. Г. Д. Ажгирей выделяет наиболее распространенные складчатые нарушения с основными подразделениями их на складки изгиба, складки скалывания и складки течения. Однако в классификации не отмечается особо их генетическое различие и даже указывается, что складки изгиба переходят в складки скалывания; складки же течения рассматриваются как одна из форм складок скалывания.

Более строгое разделение складок дают Ф. А. Донас и Р. Б. Паркер (Donath, Parker, 1964), основываясь на различиях в механизмах складкообразования (табл. 2).

Таблица 2

Класс	Тип	Преобладающий механизм
Изгиб	1. Изгиб со скольжением	Скольжение между изогнутыми слоями
	2. Изгиб с течением	Течение внутри изогнутых слоев
Пассивный изгиб	3. Пассивное течение	Течение поперек ограничения слоя
	4. Пассивное скольжение	Скольжение поперек ограничения слоя
Квазиизгиб	—	Неправильное течение в пределах слоя и поперек слоя

В переводе на терминологию, принятую в данной работе, эту классификацию следует понимать следующим образом: изгиб со скольжением — складки изгиба; изгиб с течением — складки внутрислойного течения; пассивное течение — складки регионального течения; пассивное скольжение — складки скалывания. В складках изгиба слоистость имеет активный контроль над деформациями изгиба, и в этом случае получается истинный изгиб. Когда течение или скольжение сечет границы слоев, то слоистость уже не контролирует деформацию — она пассивна. Границы слоев при этом служат лишь отметками частей породы, которые были перемещены относительно друг друга. В случае ритмичного перемещения слоев по кливажу образуется отчетливо выраженное искривление слоистости, и такие складки называются пассивными.

Специальное выделение пассивных складок нельзя признать удачным, хотя некоторые эту терминологию приняли. Дело в том, что и в складках скалывания, как ниже будет показано, слоистость играет важную роль при заложении и начальном развитии складок. Еще более ве-

лика ее роль в формировании складок течения. Только при достаточно интенсивных дислокациях течения теряется значение слоистости как механического фактора складкообразования, так как при этом основное движение контролируется уже кливажем, т. е. вторично развившимися поверхностями скольжения. Нельзя, однако, забывать, что и в складках изгиба образуются вторичные поверхности — разнообразные трещины скалывания, отрыва, секущие слои. Вдоль них также происходит перемещение вещества при деформациях изгиба. Следовательно, в любом механизме складкообразования имеют место вторичные, несогласные со слоистостью смещения вещества, только они во всех случаях разные по форме. Поэтому критика В. В. Бронгулеевым (1967) этой классификации вполне справедлива.

Совершенно нельзя согласиться с выводом Ф. А. Донаса и Р. Б. Паркера относительно взаимоотношений выделенных ими четырех основных типов складчатых нарушений. По их представлениям, складки изгиба переходят в пассивные складки течения, а складки скольжения или скалывания в большинстве случаев являются складками пассивного течения, т. е. также тесно между собой связаны. Очевидно, что при таком подходе границы между выделенными ими разными механизмами складкообразования полностью стираются, тогда как в действительности они достаточно четки.

На совещании в Москве по проблемам складкообразования в январе 1969 года совершенно отчетливо выявилась необходимость всестороннего и детального изучения пликативных структур и вместе с тем было отмечено, что в настоящее время отсутствует достаточно разработанная классификация складок. Безусловно, в качестве основы любой классификации должны быть взяты в первую очередь генетические признаки. Это положение последовательно проводится в данной работе и, в частности, при разработке предлагаемой ниже генетической классификации складчатых структур (табл. 3), которая составлена с максимальным учетом уже существующих (Ажгирей, 1956; Пейве, 1960; Хаин, 1960; Михайлов, 1967). Эта классификация, естественно, не универсальная и не всеобъемлющая, хотя выделенные в ней типы складок широко распространены во всех складчатых областях земного шара.

Так как складчатые формы образуются в весьма разнообразных геодинамических условиях, то они различаются не только по форме и кинематическим признакам, но и по размерам — масштабам проявлений. Для отдельных видов складчатых деформаций существуют свойственные только им диапазоны длин волн, из пределов которых они обычно не выходят. Их минимальные и максимальные размеры, так же как и глубины проявления, оказываются обусловленными самой природой этих нарушений, т. е. механизмом формирования. Это дает основание разделять их на определенные порядки. Однако порядок структур и их генезис в общем взаимосвязаны. Основываясь на анализе взаимоотношений складчатых структур Урала, разных по происхождению и различающихся при этом глубиной проявления, мы предлагаем разделять складки на три порядка глубинности: внешние (экзогенные), поверхностные и глубинные (коровые). При этом все генетические типы складок, естественно, распадаются на три группы, которые выделяются даже в том случае, когда дислокации оказываются сходными по размерам. Следовательно, порядок их определяется не формальными размерами, которые в разных структурных зонах существенно и закономерно меняются даже для однотипных складок, а той ролью, которую они играют в моделировании структур в разных сферах земной коры.

Генетическая классификация складок

Порядок глубинности	Главные генетические типы складок (механизмы складкообразования)	Кинематические разновидности складчатых нарушений	Наиболее распространенные геодинамические условия образования
Внешние (экзогенные)	1. Аккумулятивно-консидиментационный тип структурообразования	1. Складкоподобные структуры, вулканокупола, мульды проседания, мульды облекания	Блоково-складчатые области с проявлениями вулканизма и зоны рифообразования
	2. Оползания	1. Гравитационные складчатые надвиги 2. Оползневые складки на склонах бассейнов	Неустойчивые склоны возвышенностей, движение под действием силы тяжести
Поверхностные	3. Продольного изгиба	1. Сдвиговые складки: а) приразломные, б) межразломные, в) надразломные; 2. Шарьяжные (надвиговые); 3. Приинтрузивные	Продольное сжатие слоев между разломами. Изгибы с проскальзыванием слоев в крыльях складок
	4. Волочения	1. Шарьяжные 2. Сдвиговые	Вращение трением блоков и раздавливание пакетов пластичных слоев в зонах шарьяжей (надвигов), сдвигов
	5. Поперечного изгиба (штамповый механизм)	Складки сбросов (блоковые): грабен-синклинали, горст-антиклинали, купола и мульды	Деформации пластического чехла на жестком блокированном основании и в зонах субвулканических интрузий
	6. Диапировые	1. Соляные купола и складки 2. Амагматические внедрения пластичных осадочных пород (диапировые складки). 3. Магматогенные купола. 4. Протрузии	Всплывание менее плотного и пластичного (жидкого) материала или выдвигание пород из зон сжатия и прорыв вышележащих слоев
	7. Пластического течения	Складки: 1) послойного (локального) течения; 2) регионального течения	Выдавливание пластических пород, в общем согласное слоистостью в крыльях и сводах: антиклиналей (1), кливаж-антиклиналей (2) и вдоль послойных шарьяжей (1)
	8. Скалывания	Складки скалывания или кливажные	Неравномерное скольжение по веерообразным системам регионального кливажа разлома в крыльях ороантклиналей, секущее слоистость

Окончание таблицы 3

Порядок глубин- ности	Главные генетические типы складок (меха- низмы складкообра- зования)	Кинематические разновидности складчатых нарушений	Наиболее распространенные геодинамические условия образования
Глубинные (коровые)	9. Продольного рас- плющивания земной коры	1. Ороантиклинали	Непрерывное тангенциальное сжатие, обуславливающее упруго-вязкое состояние коры, ее расплющивание в виде эллипса (в сечении) и выдвигание вверх квадранта удлинения по плоскостям (кливажа) максимальных скалывающих напряжений
	10. Продольного упру- гого изгиба земной коры	2. Кливаж-антиклинали	Импульсное тангенциальное сжатие упругой коры на пластическом основании
	11. Гравитационного проседания земной коры	3. Внутренние прогибы (рифтовые зоны)	Региональное (зональное) растяжение и проседание, сопряженное с движениями по глубинным разломам-раздвигам и течениями в мантии
	12. Вдавливания (втяги- вания) земной коры	4. Краевые прогибы	Прогибание под действием веса надвинутых масс горных пород и втягивание коры в мантию подкоровыми течениями

Как и разрывные нарушения, складки могут быть первичными и вторичными. Этим, в частности, объясняется то обстоятельство, что в ряду последовательно развившихся дислокаций они всегда занимают определенное положение. В то же время разнородные складки приходится группировать уже по признакам их пространственной и исторической совместимости. Например, в поверхностных (слоевых) складках может быть выделена группа дислокаций, особенности которой определяются механизмом изгиба слоев (продольного, поперечного). От них резко обособлена другая группа складок — течения и скалывания, в которых основным элементом кинематики является смещение слоев вдоль вторично развившихся поверхностей скольжения (кливажа).

Весьма своеобразны глубинные (коровые) складки, которые достигают значительных размеров: в ширину — десятков, а в длину — сотен километров. Такие тектонические формы земной коры составляют основу более сложных структур — антиклинориев и синклинориев.

Обычно складчатые структуры очерчиваются по изгибам слоев (слоевые складки). Но к складчатым нарушениям принадлежат и упомянутые выше крупные поднятия и погружения земной коры. Последние относятся к складчатым дислокациям на основании того, что в них также наблюдается искривление каких-то структурных поверхностей, в частности, земной поверхности и подошвы земной коры. Считается, что это глубинные складки земной коры (Ажгирей, 1960; Bucher, 1933); более подробной классификации их не существует. В данном пособии они разделяются по внутренней структуре и возможному механизму образования на ороантиклинали и кливаж-антиклинали, а также внутренние и краевые прогибы.

Существует большая группа тектонических структур, полигенных, складчато-блоковых, представленных грабен-синклиналями и горст-антиклиналями, а также более сложными формами — грабен-синклинориями и горст-антиклинориями. Основным механизмом перемещения участков земной коры в них является движение вверх и вниз по разломам. Следовательно, наблюдаемое в данном случае чередование положительных и отрицательных форм связано со ступенчатыми поднятиями и опусканиями систем блоков, в которых одновременно образуются и закономерные наклоны слоев. Очевидно, что в один ряд с чисто складчатыми нарушениями их ставить нельзя. По форме проявления они занимают промежуточное положение между блоковыми и складчатыми структурами.

Основанием для классификации складок являются также их свойства симметрии. В структурной геологии применяется система координат, или осей тектонических структур, к которым привязываются или относительно которых ориентируются определенные элементы складчатых форм или связанных с ними внутренних деформаций горных пород. В общем виде принято обозначать их в осях A (a), B (b), C (c), из которых наиболее выразительной является ось B , соответствующая осям складок. Ось A перпендикулярна к ней и отвечает линии максимального удлинения деформируемого объема; ось C обозначает направление наибольшего сокращения того же объема. Это так называемая симметрологическая (описательная) система координат. Было выяснено, что внешнее проявление деформаций, выраженное в симметрологических осях, в отдельных типах складок расходится с кинематическими осями, определяемыми по внутренним деформациям пород (Weiss, 1955). Следовательно, существует необходимость выделения и кинематических (генетических)

осей, которые позволяют определять реально существовавшие направления перемещения вещества при деформациях течения и скольжения. Эти оси выявляются по расположению линейных структур растяжения и положению осей складок скалывания и течения, которые описываются ниже. Общепринятых обозначений этих осей пока нет. Их можно обозначать вслед за Л. Е. Вейсом (Weiss, 1959) буквами: α , β , γ . Но ни симметрологические, ни кинематические оси не соответствуют в деформированном массиве положению осей эллипсоида напряжения. Оси эллипсоида напряжения ориентированы закономерно относительно направления тектонических сил в земной коре, но они обычно не совпадают с осями деформаций конкретных структур, так как последние формируются в различных геодинамических условиях, в которых эти силы преломляются по-разному. В связи с вышесказанным необходимо особо выделять оси эллипсоида напряжений, которые соответственно обозначаются: А, В, С.

Для сравнительного анализа различных типов складок, а также для определения интенсивности складкообразовательных процессов большое значение имеет общая оценка дислокаций по величине углов наклона крыльев структур к линии горизонта. В этом отношении можно придерживаться шкалы, предложенной А. Е. Михайловым для разрывных нарушений: пологие — с наклоном до 30° , крутые — до 80° и вертикальные — больше 80° .

Поскольку все выделенные кинематические типы складок различаются прежде всего механизмом формирования, то из этого следует, что они могут быть описаны с любой стороны: либо по их глубинности, либо по обычной для них исторической последовательности формирования, либо по признакам наиболее тесных генетических связей отдельных типов складчатых форм между собой и наконец по наиболее характерным и повсеместно наблюдаемым сопровождающим их дислокациям горных пород. Однако логичнее все же начинать рассмотрение с наиболее простых форм — складок изгиба и конседиментационных структур.

ГЛАВА 9. СКЛАДКИ ИЗГИБА

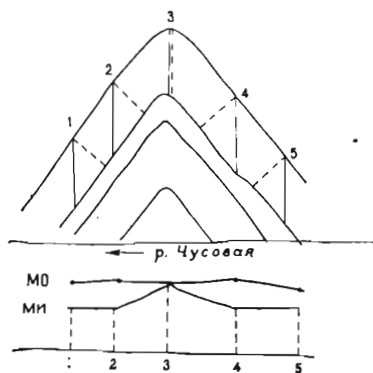
Складки продольного изгиба являются чрезвычайно распространенными и одновременно самыми важными пликативными нарушениями горных пород. По своему внутреннему строению и механизму формирования они наиболее просты в сравнении с другими складчатыми нарушениями. Складки изгиба образуются в разнообразных геодинамических обстановках в поверхностных частях земной коры, находятся повсеместно в складчатых поясах. Именно эти дислокации вызывают появление на эродированной поверхности складчатых зон своеобразного петлевидного рисунка, образованного изгибами и многократным чередованием в плане толщ и свит пород. Такой структурный рисунок типичен для интенсивно дислоцированных областей и является основным элементом для дешифрирования тектоники на аэрофотоснимках. Он нередко хорошо определяется и по рельефу на топокартах, что позволяет производить топографическое дешифрирование структур.

В складчатых поясах среди складок продольного изгиба основное место занимают шарьяжные (связанные с шарьяжами) и сдвиговые складки (связанные со сдвигами и сбросо-сдвигами) и в меньшей мере выражены штамповые складки, связанные с мозаичными блоками и интрузиями. О необходимости выделения шарьяжных и сдвиговых складок писал А. В. Пейве (1967). Для этих складок наиболее убедительно до-

казывается их образование в результате тангенциального сжатия и продольного изгиба слоев при общем сокращении горизонтальной проекции деформируемых поверхностей. Основой кинематики формирования таких складок является упруго-пластический изгиб слоев, приходящийся главным образом на замковые, или сводовые части будущих складок. При этом на крыльях происходят движения проскальзывания пород по контактам слоев вдоль слоистости и частичное раздавливание их здесь с уменьшением первичной мощности. В зависимости от состава деформированных толщ пород и чередования в них компетентных и некомпетентных слоев в соответствии с изменением мощностей пород в крыльях складок образуются две формы их внутренней симметрии: концентрическая (параллельная) и подобная. Обе эти формы широко распростра-



Фиг. 45. Шарьяжная складка изгиба в нижнекаменноугольных известняках на р. Чусовой (Средний Урал).

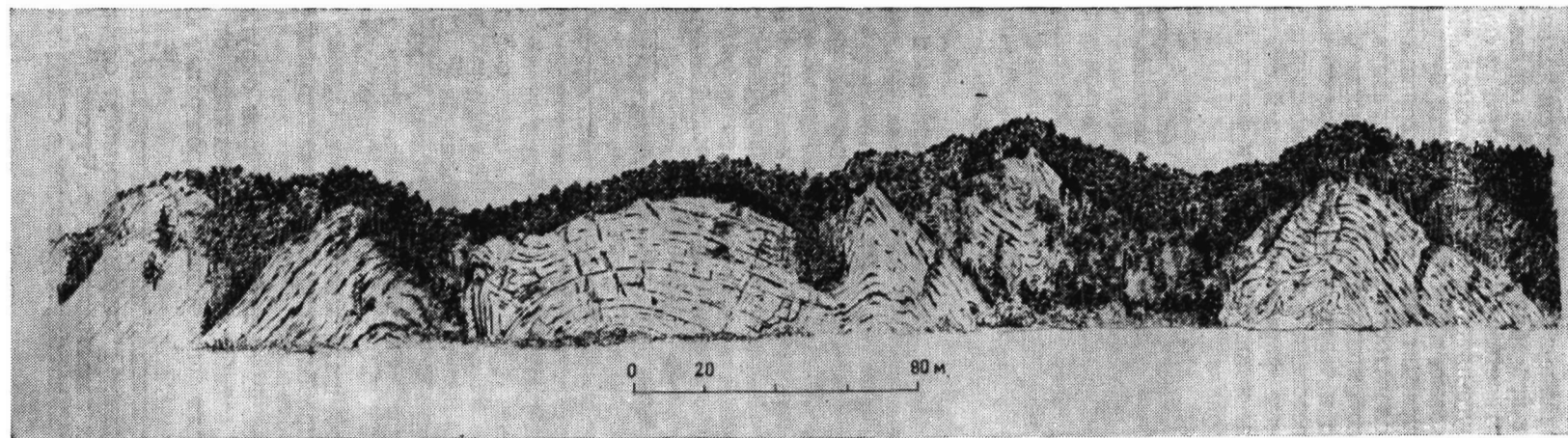


Фиг. 46. График изменения мощностей складки на фиг. 45. МО — мощность осевой плоскости; МИ — истинная мощность.

нены в зонах развития шарьяжных складок. Однако в случаях интенсивных дислокаций преобладающими являются подобные формы второго вида.

Для концентрических складок характерны округлые своды и плавные синусоидальные изгибы слоев в переходах от антиклиналей к синклиналям, а для подобных — островерхие килевидные замки (фиг. 45, 46).

Концентрическая и подобная формы проявляются одновременно в пределах одной складки. Примером этого могут служить складки изгиба в верхнедевонских известняках на р. Чусовой в камне «Дужный» (фиг. 47), где в нижней части разреза слои в складках концентрические,



Фиг. 47. Шарьяжные складки изгиба в верхнедевонских известняках. Правый берег р. Чусовой, камень Дужный (рисунок Г. А. Смирнова). Дисгармоничная складчатость за счет послойного проскальзывания пакетов слоев.

а в верхней — подобные. Таким образом, в пределах одной складки можно наблюдать параллельную складку первого вида и подобную складку второго вида.

Весьма наглядной характеристикой складок изгиба является графическое изображение изменений мощностей слоев по направлениям, параллельным осевым поверхностям складок, и по нормальям к слоистости. В идеальной подобной складке мощность серии слоев, замеренная параллельно ее осевой поверхности, остается постоянной, а нормальная мощность, нормальная к слоистости, остается постоянной, а вдоль осевой поверхности — минимальная в сводах и мульдах. В случае значительной гетерогенности пород, составляющих складку, мощность некомпетентных слоев изменяется по правилу подобной складки, а в компетентных — по правилу параллельной. Все сочетания видов симметрии складок изменяются и в латеральном направлении. Выявленные закономерности смены складок с различными видами симметрии используются для выяснения особенностей механизма формирования и связи их с определенными полями блоковых дислокаций.

Очень важным структурным элементом и признаком складок изгиба являются трещины скалывания и отрыва, образующие в них нормальные ортогональные сетки и диагональные косесекущие системы, тесно связанные с наклонами слоев. Анализ механизма формирования этих трещин позволяет раскрыть отдельные стороны кинематики образования разных складок изгиба.

Шарьяжные складки изгиба и волочения

Размеры шарьяжных складок изгиба самые различные. Они имеют десятки метров и многие километры в поперечнике, а в длину некоторые из них достигают десятки километров. Внешняя форма описываемых складок изгиба также весьма разнообразна. Наиболее распространенными являются прямые и слабонаклонные симметричные и асимметричные складки, но имеют место и опрокинутые.

Наряду с линейными узкими структурами и простыми расплывчатыми брахиформными образованиями нередко вырисовываются складки со сложными, фестончатыми периклинальными и центриклинальными замыканиями. Для крупных синклиналей характерны плоские днища и сравнительно крутые крылья. Своды же антиклиналей оформлены значительно резче: часто развиты угловатые, или килевидные замки, т. е. наблюдается гребневидный (эжективный) стиль складчатости. Такая асимметрия в строении отражает кинематику роста складок: свободное выпирание материала вверх и преодоление большого сопротивления при вдавливании и прогибании слоев.

Создается впечатление, что антиклинали вырастали относительно днищ синклиналей без существенного прогибания последних. Подобные явления свидетельствуют о приповерхностном характере этих складок, т. е. о небольшой глубине их проявления, ограниченной, по всей вероятности, надвиговыми поверхностями, с которыми они структурно тесно связаны. Килевидные замки, характерные для шарьяжных антиклиналей, образуются в результате общего вязкого перелома слоев, в которых иногда можно видеть также и формы хрупких переломов. При этом в округлых сводах складок образуются резко выраженные трещины растяжения, продольные к их осям. Синклинали же имеют плавные дислокации даже в мелких складках.

Другим подтверждением связи описываемых складок изгиба с тектоническими покровами является то, что они очень часто служат элементами вторичных чешуйчато-надвиговых структур. На Урале западные крылья таких складок, как правило, осложнены местными надвигами. Нередко эти крылья вообще почти полностью редуцированы, и реставрировать донадвиговую форму складок в большинстве случаев невозможно, так как опрокинутое крыло никогда и не формировалось. Морфология этих складок описана в специальной работе В. В. Эза, Д. Е. Гаффа, Б. И. Кузнецова (1965) по Зилаирскому синклинию, где складки характеризуются как структуры гравитационного оползания. Взбросы и надвиги в такой постановке рассматриваются указанными авторами как следствие складкообразования.

В описываемых складках, наряду с изгибами слоев, значительное место занимают явления послойного пластического течения вещества. Поэтому мощность слоев в крыльях и сводах складок крайне непостоянна. Наблюдаются дополнительные осложнения крупных изгибов мелкой складчатостью послойного течения.

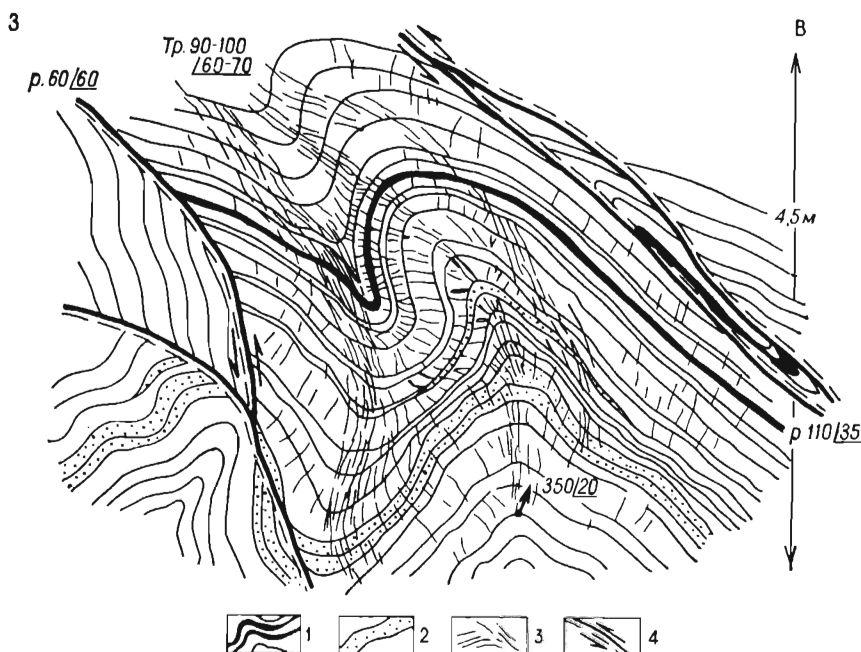
Намечается определенная тенденция к увеличению размеров складок в восточном направлении, в сторону от фронта шарьяжа, и одновременно с этим происходит упрощение структурных форм. Углы наклона слоев становятся более пологими и опрокинутые структуры исчезают, хотя асимметрия в их строении сохраняется.

Шарьяжные складки развиты повсеместно в Западно-Уральской зоне линейной складчатости. Складки или неширокие пучки их, как правило, сопряжены здесь с крупными взбросами или надвигами, падающими на восток (реже на запад). Надвиги являются естественными структурными элементами западных крыльев антиклиналей и с глубиной приобретают тенденцию к выполаживанию. По существу, многие структуры имеют формы складко-надвигов.

Механизм образования складко-надвигов можно описать на основе анализа формы Всеволодо-Вильвенской антиклинали (см. фиг. 24). Эта складка, длиной около 100 км, шириной 5—7 км, на всем ее протяжении с запада ограничена надвигом, который с глубиной выполаживается и, видимо, переходит в форму послойного шарьяжа. Максимальная амплитуда надвига (4—5 км) — в средней части антиклинали, а к периклиналям она убывает и за пределами складки сходит на нет. Механическая связь складки и надвига здесь несомненна. Ее можно представить как результат неравномерного поддвигания западного блока (лежачего крыла сместителя) под восточный. Достаточно крутой наклон сместителя был барьером, в который упиралось висячее крыло при надвигании. Такой упор создавал местное напряжение сжатия, продольное к слоям. Вследствие этого слои в висячем крыле смялись в антиклинальный изгиб, который в общем выглядит довольно изолированно на фоне более спокойной структуры. Чем значительнее были силы тангенциального продольного сжатия слоев, тем круче выход надвига на поверхность. Именно в таких местах наблюдаются наиболее крутые углы падения слоистости. Указанная связь подтверждается и тем, что амплитуда складки возрастает пропорционально амплитуде надвига. Следует также учитывать, что изгибанию слоев в складку способствовало и трение пород смежных блоков вдоль тектонического контакта, т. е. здесь действовал механизм волочения. Следствием такого трения явилась заметная асимметрия поперечного профиля складки — ее тенденция к опрокидыванию в западном направлении.

Складко-надвиги являются основными формами дислокаций пород в Западно-Уральской зоне складчатости. Основываясь на вышеописан-

ном механизме образования Всеволодо-Вильвенской антиклинали, всю эту систему чешуйчато-складчатых структур следует объяснять как деформацию продольного сжатия пакетов слоев и частичного волочения их в зонах тектонических контактов. Западно-Уральская зона складчатости в плане местами резко изгибается, имеет разную ширину на различных участках и особенно далеко выгибается на восток в секторе Уфимского амфитеатра. Вероятно, здесь образовались особенно крупные шарьяжи, которые к северу и югу на крыльях амфитеатра разворачиваются веерами менее значительных чешуйчатых надвигов и сгруженных на восток складок изгиба. Такой характерный структурный план (рисунок) представляется одним из внешних проявлений описанного выше процесса поддвигания кристаллического основания под Урал, при котором в указанном направлении подкоровое течение очень неравномерно смещало осадочный пластичный чехол. Таким образом, система шарьяжных складок изгиба образуется вследствие продольного сжатия слоев и является результатом более общего (передающегося из глубин) механизма волочения. При этом в каждой отдельной складке изгиба механизм волочения имеет очень ограниченное влияние и осуществляется только вблизи надвиговых поверхностей.

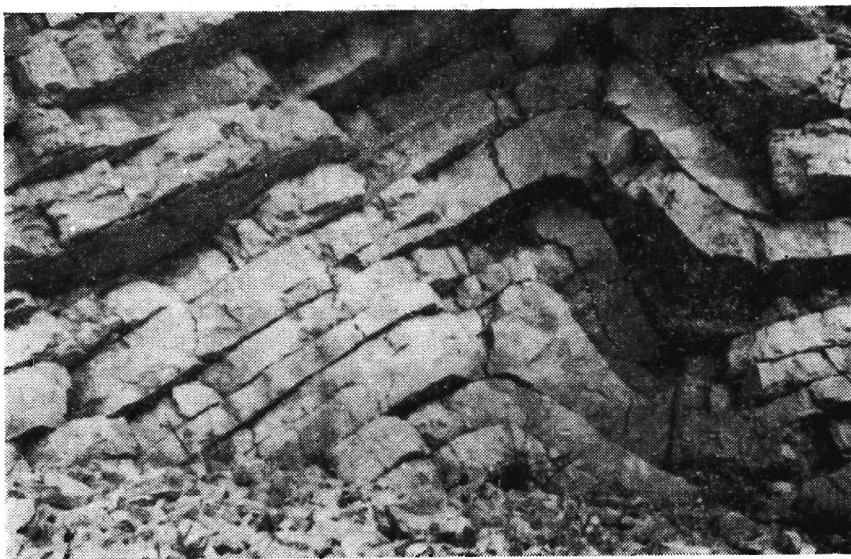


Фиг. 48. Складки волочения в зонах расланцевания Нижне-Сергинского шарьяжа (р. Уфа, пос. Уфимка, Средний Урал).

1 — алевролиты и песчаники; 2 — известняки и известковистые песчаники; 3 — зонки трещиноватости и локального расланцевания; 4 — надвиговые поверхности.

Складки волочения «в чистом виде» развиты в зонах тектонического скольжения. Они особенно интенсивны и разнообразны по формам проявлений вблизи надвиговых поверхностей. Обстановка здесь очень благоприятна для образования изгибов путем волочения, так как движения по этим разрывам, вызывающие изгиб, направлены вкрест линии пересечения слоистости со сместителем. Типичные шарь-

яжные складки волочения частично уже были описаны выше как дислокации надвиговых зон (см. фиг. 20). Для них характерно наличие сопряженных надвиговых поверхностей сместителей и складок течения (фиг. 48). Вторым очень важным их структурным элементом является особая, связанная с отдельными складками система трещин скалывания. Эти трещины очень частые и местами сменяются рассланцеванием пород. Они продольные или диагональные к оси складок и образуют веера в ее поперечном сечении.



Фиг. 49. Складки изгиба в известняках московского яруса внутри одной из тектонических пластин Михайловского шарьяжа (г. Михайловский, Средний Урал).

В узких надвиговых тектонических пластинах наряду с типичными складками волочения широко развиты серии складок, образовавшиеся в результате продольного сжатия слоев (фиг. 49). На структуру отдельных складок разрывы здесь не оказывают непосредственного воздействия и не являются их естественным элементом. Однако закономерный наклон осевых поверхностей складок в одну сторону, по направлению движения в надвиге, всюду сохраняется, и это указывает на косвенную связь дислокаций с механизмом волочения.

По форме эти складки подобные, второго вида, с резко оформленными угловатыми замками в антиклиналях и синклиналях. В таких угловатых складках перетекание пород с крыльев в своды наблюдается только в пластичных слоях и лишь непосредственно вблизи их замков. Широко развито относительное послойное проскальзывание пород на крыльях, которое в острых замках складок становится секущим по отношению к слоистости противоположных крыльев и сопровождается трещинами скалывания. Эти трещины в направлении послойного проскальзывания развиваются локально вблизи замков складок, где они крестообразно пересекаются и косо, под разными углами, пересекают слои пород. Наряду с ними в замках складок развиты ортогональная и диагональная системы трещин скалывания и отрыва, которые связаны со слоями, как в обычных складках изгиба.

Складки волочения в связи со сдвигами выражены преимущественно в виде флексур — изгибов слоев вблизи сместителей, по которым определяются знаки движения блоков; кроме того, механизм волочения в сдвиговых складках изгиба проявляется в закономерном кулисном расположении структур в плане.

Сдвиговые складки изгиба

Одной из главных особенностей рассматриваемых складок изгиба является то, что они обычно находятся в зонах развития крутопадающих разломов: сдвигов, сбросо-сдвигов и взбросо-сдвигов. В зависимости от положения изгибов относительно поверхностей главных сместителей складки подразделяются на приразломные, межразломные и надразломные (Хаин, 1964). Однако перечисленные складки — лишь частные формы одного генетического типа дислокаций. Они очень разнообразны. Для них характерны как линейные, так и брахиформные структуры, с весьма большим диапазоном в размерах деформаций — от первых метров до десятка и более километров в поперечнике. Обычны фрагментарные изгибы: моноклинали, флексуры, отдельно представленные сочетания периклинали и крыла или центриклинали и крыла. Фрагментарные изгибы могут быть первичными, т. е. развившимися вблизи поверхностей разломов в виде самостоятельных изгибов, но могут быть и вторичными, возникшими за счет разрыва и растаскивания полных складок вдоль поверхностей сдвигов по горизонтали. Большей же частью те и другие находятся совместно.

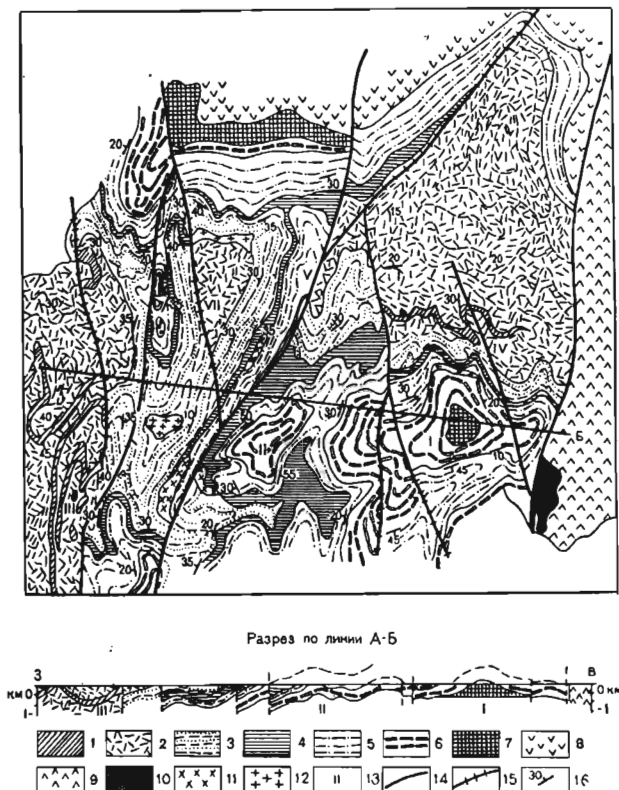
Для приразломных сдвиговых складок характерно также расположение осевых поверхностей антиклиналей вдоль разрывных нарушений. В результате оба крыла складки примыкают одно к другому вдоль сместителя либо приуроченной к нему интрузии. Мощность и строение одних и тех же слоев в смежных крыльях таких складок с разорванными замками часто оказываются разными. Эти складки, с разрывами вдоль осевых поверхностей, называют шовными антиклиналями (складко-сдвигами). В сдвиговых дислокациях преобладают прямые складки с вертикальными осевыми поверхностями, хотя и асимметричные как в продольном, так и поперечном профилях (за счет разной ширины крыльев).

Особенно характерные виды межразломных сдвиговых складок наблюдаются в Магнитогорском синклинории, на его восточном крыле. Несмотря на общие пологие углы падения крыльев, планировка этих структур нередко весьма сложная, так как они в большинстве случаев осложнены дополнительными изгибами различной величины и формы (фиг. 50). Наиболее прихотливые очертания в изгибах слоев видны на периклинальных окончаниях брахиантиклиналей и в местах соединения отдельных структур — в седлах, где общие наклоны крыльев весьма пологие и роль дополнительных складок относительно возрастает. Для внутреннего строения брахиантиклиналей характерно крайне неравномерное развитие отдельных структурных элементов, что проявляется в резко выраженной продольной и поперечной асимметрии складок.

Брахиантиклинальные структуры разделяются не менее сложными и многообразными брахисинклиналями. Это структуры, как правило, не замкнутые, т. е. часто имеют вид гемисинклиналей. Их оси прихотливо изгибаются, ветвятся и огибают различные структурные элементы сопряженных с ними брахиантиклиналей. Замки складок округлые, концентрические.

Таким образом, для всех охарактеризованных выше складок типичен плавно извилистый рисунок слоев либо линейный, более закономер-

ный структурный план. Причем эти два типа структурных элементов переходят один в другой, и поэтому кажется, что отдельные линейные элементы складок являются частью брахиформного комплекса структур. Однако при анализе складок по отдельным стратиграфическим уровням устанавливается, что в линейные формы, как правило, смяты только верхние части разреза нижнекаменноугольных отложений (по-



Фиг. 50. Структурно-геологическая карта нижнего течения р. Зингейки.

- 1 — покровы диабазов среди верхневизейских порфиров;
- 2 — толща трахипаритовых порфиров (верхнее визе);
- 3 — толща туфопесчаников с прослоями известняков и конгломератов (среднее визе); 4 — толща диабазов (нижнее визе); 5 — толща туфопесчаников, порфиров, туфов смешанного состава с прослоями известняков (нижнее визе); 6 — толща туфопесчаников с прослоями порфиров и диабазов (верхнее турне); 7 — толща плагноклазовых порфиров (верхнее турне); 8 — пироксен-плагноклазовые порфиры колтубанской свиты (франский ярус); 9 — пироксеновые порфиры ирендыкской свиты (верхи лудлоу — нижний девон); 10 — серпентиниты; 11 — интрузии габбро-диабазов; 12 — пластовые интрузии кислых щелочных пород; 13 — обозначения складчатых структур, на которые имеются ссылки в тексте; 14 — прослеженные разрывные нарушения; 15 — предполагаемые разрывные нарушения; 16 — элементы залегания слонистости.

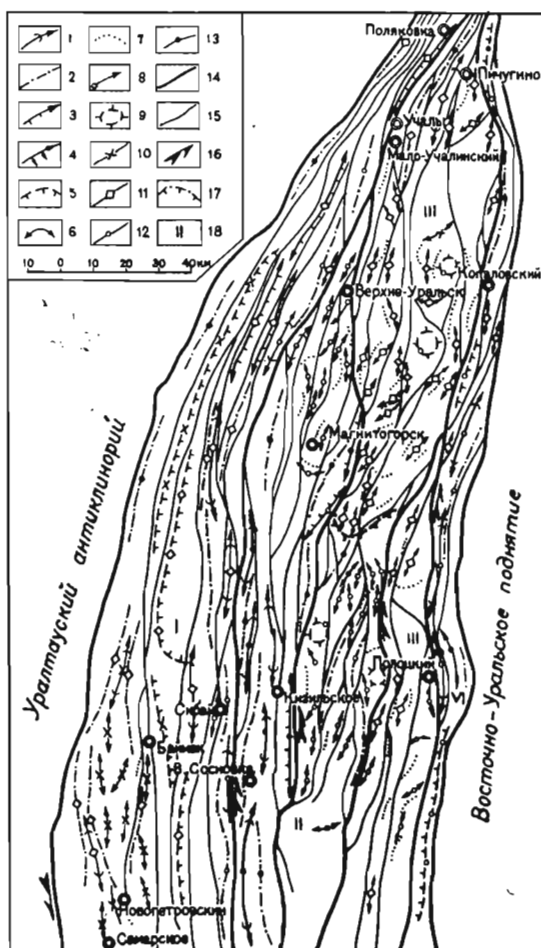
роды от среднего визе до среднего карбона включительно). Слои в нижних частях разреза карбона, а также в девоне смяты только в брахискладки, которые к тому же обычно более мелкие, чем линейные формы. Следовательно, крупные линейные синклинали, в ядрах которых находятся средне- и верхневизейские породы, формировались при существенном ином плане тектонических напряжений. Этот факт служит примером

смены вверх по разрезу брахискладчатого структурного плана линейным. Такая перестройка структурного плана описываемой площади (восточной части Кизильской зоны и западной части Гумбейской зоны) началась со второй половины средневизейского времени, и в разрезе нижнекаменноугольных отложений о ней свидетельствует появление грубообломочных пород в среднем визе и мощных вулканогенных толщ в верхнем визе. Кроме того, в ряде пунктов (оз. Башкирское, пос. Кирса, западнее оз. Мулдак-Куль) устанавливается трансгрессивное залегание средне- и верхневизейских пород на более древних образованиях.

Смена структурного плана на всей площади Магнитогорского синклинория происходила не одновременно для различных структурных зон и подзон. Например, вдоль восточной части Гумбейской зоны (фиг. 51)

Фиг. 51. Схема складчатых и блоковых структурных планов Магнитогорского синклинория в вулканогенно-осадочных толщах среднего палеозоя.

Линейный структурный план: 1 — линейные антиклинали; 2 — линейные синклинали; 3 — резко асимметричные антиклинали, антиклинали с редуцированным крылом и флексурой (бергштрихи со стороны широкого крыла); 4 — опрокинутые антиклинали (стрелки показывают направление опрокидывания); 5 — широкие линейные моноклинали, ограниченные с одной стороны разломами. Брахискладчатый структурный план: 6 — брахантиклинали; 7 — брахисинклинали; 8 — геминантиклинали; 9 — куполовидные структуры. Время главных движений формирования складок: 10 — предсреднедевонское; 11 — предверхнедевонское; 12 — предсредневизейское; 13 — позднекаменноугольное. Разрывные нарушения: 14 — сбрососдвиги, по которым проводятся границы структурных зон; 15 — сбрососдвиги, ограничивающие главные блоки внутри структурных зон; 16 — направления перемещений блоков; 17 — моноклинали, разграничивающая Кизильскую и Гумбейскую структурные зоны; 18 — цифровые обозначения структурных зон и подзон (I — Баймакская зона, II — Кизильская зона, III — Гумбейская зона, IV — Полоцко-Копаловская подзона).



все нижнекаменноугольные отложения согласно смяты в крупные линейные складки субмеридионального простираения, и только в нижне- и среднедевонских толщах пород наблюдается брахискладчатая структура. В этой части района ниже верхнетурнейских отложений устанавливается стратиграфическое несогласие, которое не позволяет точно датировать момент смены форм дислокаций, и поэтому можно говорить лишь

о значительно более раннем, чем в Кизильской зоне, начале преобразований.

На западном крыле Магнитогорского синклинория, относящемся целиком к Баймакской структурной зоне, на широте г. Магнитогорска во всем разрезе (с девона до нижнего карбона включительно) породы согласно смяты в линейные складки. Проявления складкообразовательных движений в этой зоне, устанавливаемые по наличию угловых, азимутальных несогласий и базальных конгломератов, видны в эйфеле (под улутауской свитой), верхах живета (под колтубанской свитой), фамене (под зилаирской свитой), нижнем турне (под березовской свитой) и среднем визе (под кизильской свитой).

Перечисленные факты свидетельствуют о том, что в рассматриваемой части Баймакской зоны даже при наличии большого числа угловых несогласий, говорящих о неоднократных проявлениях здесь складкообразовательных движений, структурный план не менялся по меньшей мере со среднего девона до нижнего карбона, и складчатые структуры развивались в целом унаследованно. Эта особенность видна также в структуре Верхне-Уральского района (фиг. 52).

Однако в той же Баймакской зоне, начиная с широты пос. Баймак и южнее, в силуро-нижнедевонском вулканогенно-осадочном комплексе развиты сложные брахискладчатые структуры, а линейные складки видны только в вышележащих отложениях, начиная с живетских слоев, которые к тому же залегают обычно трансгрессивно и несогласно. Линейные складки в этой части района крупные и в большинстве своем пологие. Здесь можно видеть, как в ядрах антиклиналей, сложенных доживетскими породами, развиты брахискладчатые структуры, являющиеся составными частями самостоятельного, более древнего структурного плана.

Если проследивать линейные складки Баймакской зоны от широты г. Сибай в северном направлении, то можно увидеть, что они становятся постепенно все более крутыми. Уже на широте г. Магнитогорска имеют место асимметричные синклинали и антиклинали с углами наклона около 50—60°. Асимметрия антиклиналей проявляется в развитии у них широких и сравнительно пологих восточных крыльев при крутых и коротких западных крыльях. По форме эти складки местами представляют собой просто крутые флексуры с наклонами осевых поверхностей на запад. Такова форма антиклинальных структур почти на всем протяжении Баймакской зоны, и определяется она сдвиговой природой этих дислокаций.

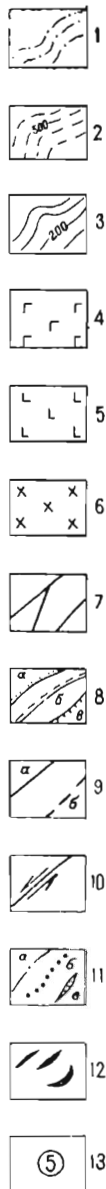
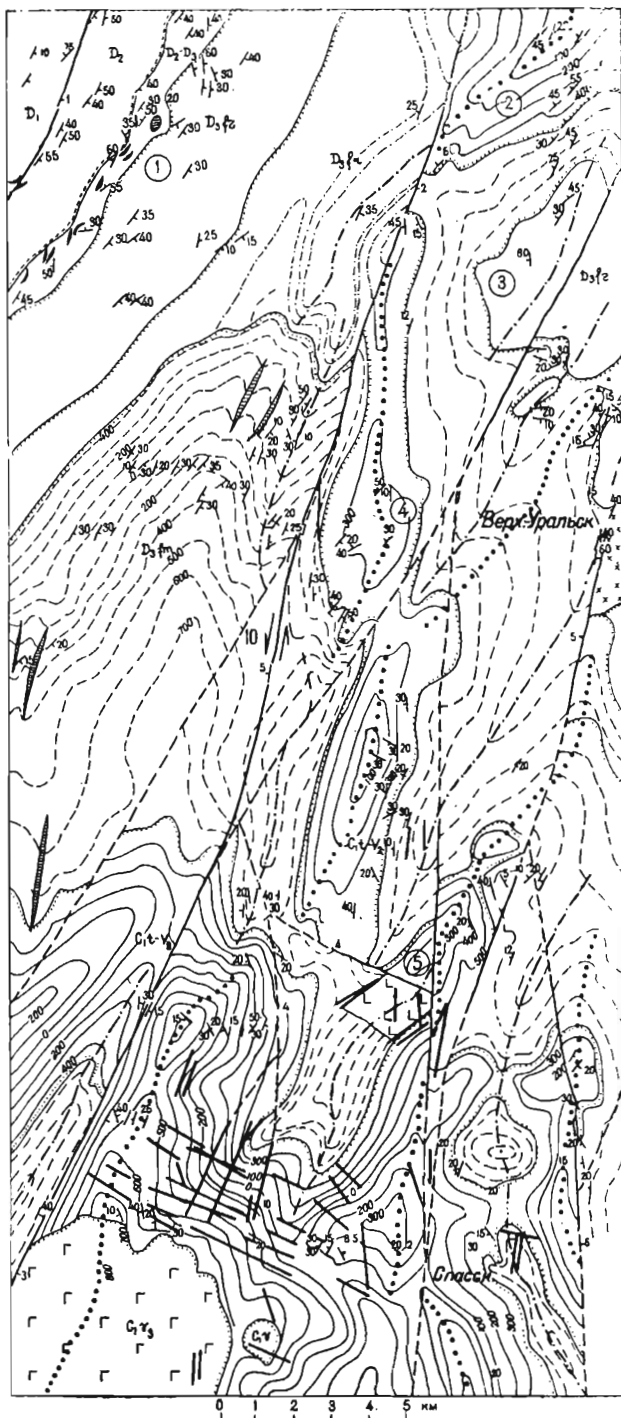
Смена брахискладчатых структур линейными по простиранию наблюдается также и на восточном крыле Магнитогорского синклинория. Здесь с юга на север, начиная прямо от широты пос. Учалы, в вулканогенных толщах девона и нижнего карбона, т. е. в образованиях, аналогичных по возрасту и механическим свойствам тем, что развиты в более южных частях района, появляются, а несколько севернее, с широты пос. Пичугино, уже преобладают линейные складки. Эти структуры к северу от пос. Пичугино сливаются с полосой линейных складок Баймакской зоны (на западе) и Полоцко-Копаловской (на востоке) и образуют одну зону линейных межразломных складок, которые всюду здесь представлены лишь фрагментами крыльев.

В описываемом районе в палеозойском цикле только линейные структуры накладываются на брахискладчатые, обратных же взаимоотношений не наблюдается.

Таким образом, в Магнитогорском синклинории структурные планы, отличающиеся развитыми в них складчатыми формами, резко сме-

Фиг. 52. Структурная карта западной части Верхнеуральского района. Сдвиговые межразломные складки изгиба.

1 — девонские (D_1 — D_4 , — D_{4fr}) вулканогенные и осадочные образования (точки с тире — изостраты); 2 — фаменский ярус ($D_5 fm$) зилайская свита (штрихи — изогипсы подошвы свиты); 3 — турнейско-вишайские ($C_1 t - v_2$) осадочные образования (линии — изогипсы подошвы); 4 — верхневизайские палеобазальты; 5 — габбро-диабазы; 6 — сие-ниты; 7 — дайки трахит-порфиров; 8 — контакты: а) трансгрессивные, б) с оползневыми складками, в) интрузивные; 9 — разрывные нарушения, прослеженные: а) по геологическим признакам, б) по аэрофотоматериалам; 10 — сдвиги; 11 — оси складок изгиба: а) антиклинали, б) синклинали; 12 — оползневые складки; 13 — номера участков замеров тектонической трещиноватости (см. фиг. 58).



няют друг друга по вертикали (в разрезе) вкрест простирания структурных зон и сравнительно постепенно — по простиранию. Описанные структурные планы возникали, видимо, вследствие разных условий развития тектонических напряжений. Не исключено, что и механизмы формирования складок в них значительно различались.

Механизм образования сдвиговых складок изгиба рассматривается на структуре Магнитогорского синклинория. Наиболее заметной особенностью в формах складчатых структур этого района является тесная связь их с разрывными нарушениями, которая устанавливается как для элементарных складок, так и для целых складчатых комплексов. Простирания осей складок, в особенности линейных, во всех описанных структурных зонах обычно параллельны направлениям разрывных нарушений. Эта же особенность наблюдается и в крупном плане, так как целые пучки складок вытянуты строго вдоль ограничивающих их сбросо-сдвигов.

Выявляется зависимость между очертаниями блоковых структур и формами заключенных в них отдельных складок. В структурах, где сбросо-сдвиги субпараллельны и выдержаны по простиранию, а заключенные между ними блоки имеют линейные клиновидные формы, всегда развиты линейные складки; там же, где разрывы имеют сложные формы и образуют ветвящиеся системы сместителей, где они ограничивают многогранные по форме блоки (реликты мозаичной блоковой системы), распространены сложные брахискладчатые структуры. Если по простиранию внутри зон-блоков складчатые структурные планы сменяют друг друга сравнительно постепенно, то на границах зон вдоль сдвигов, т. е. вкрест простирания, как уже отмечалось выше, смена в рисунке, размерах и интенсивности складчатости происходит резко (фиг. 52). Несоответствие это прослеживается иногда на сотни километров. Поэтому вполне вероятно, что описываемые разломы являлись границами раздела полей с различными планами тектонических напряжений и, следовательно, были естественными границами крупных самостоятельно развивающихся тектонических структур. Такие границы особенно выразительны по западному и восточному ограничениям и вдоль оси Магнитогорского синклинория. Очевидно, они уже существовали во время складкообразования, активно воздействовали на него и участвовали в дислокациях. Плавная извилистая форма сдвигов в плане и в разрезе — видимо, результат взаимодействия их со складчатыми структурами.

Механизм образования складчатости в связи с вышесказанным для каждой тектонической зоны имеет свою специфику. Для Магнитогорского синклинория эта специфика заключается в развитии левостороннего движения всех блоков земной коры, а также в том, что все сдвиги синклинория по направлению с юга на север в целом непрерывно сближаются между собой и смежные разрывы в большинстве своем последовательно сходятся. Таким образом, в плане синклинорий имеет форму клина, который суживается в северном направлении и почти выклинивается около г. Миасса. При левосторонних смещениях всех блоков в синклинории каждый восточный двигался относительно более западного с юга на север, из широкой части структуры в узкую ее часть. При этом блоки, естественно, должны были приспособляться к более стесненным условиям в узкой части клина и сжимались в тангенциальном направлении, а стратифицированные толщи пород сминались в складки, причем в каждом блоке несколько по-своему, в зависимости от его формы.

Такое объяснение образования складчатых структур Магнитогорского синклинория дает возможность понять причину замещения всех

брахискладчатых структурных планов с юга на север линейными, увеличения интенсивности складчатости в этом же направлении и изменения многих морфологических особенностей строения отдельных складчатых нарушений.

Наряду со структурами сжатия (складками) отчетливо выражены структуры тангенциального растяжения, особенно значительные для южной, широкой его части. Структуры растяжения здесь сопровождаются сдвиговыми нарушениями и представлены раздвигами, заполненными интрузиями (Плюснин, 1963, 1966).

Наличие хорошо развитых структур сжатия и одновременно с ними образованных структур растяжения свидетельствует о том, что в поле действия тектонических напряжений силы имели непостоянное направление и были весьма неустойчивыми по интенсивности. Тем не менее общая картина преобладания тангенциального сжатия земной коры все же вырисовывается достаточно отчетливо.

На морфологию складчатых структур в этом общем поле одностороннего тангенциального сжатия оказывали влияние интрузии, резкие колебания мощностей, неравномерность механических свойств пород вулканогенного разреза и наличие ранних полигональных блоковых структур. Изменчивость механических свойств пород деформируемого разреза и явилась одной из причин образования специфической брахиформной складчатости, характерной для всего Тагильско-Магнитогорского погружения.

Аккумулятивно-тектонические формы залегания горных пород, конседиментационные структуры облекания и штамповые складки изгиба

В последние годы при детальном изучении ряда рудоносных районов Урала были получены убедительные данные о резком выклинивании вулканогенных толщ во всех направлениях на очень коротких расстояниях. Подобные крайне неравномерные мощности пород образуются в результате быстрого локального накопления вулканического материала. В таких условиях разрушение аккумулятивного вулканического рельефа не успевает произойти, и вследствие этого поздние поверхности стратификации оказываются залегающими со значительными первичными углами наклона. Углы эти особенно выразительны вокруг центров извержений, где находятся большие массы пород эффузивного происхождения.

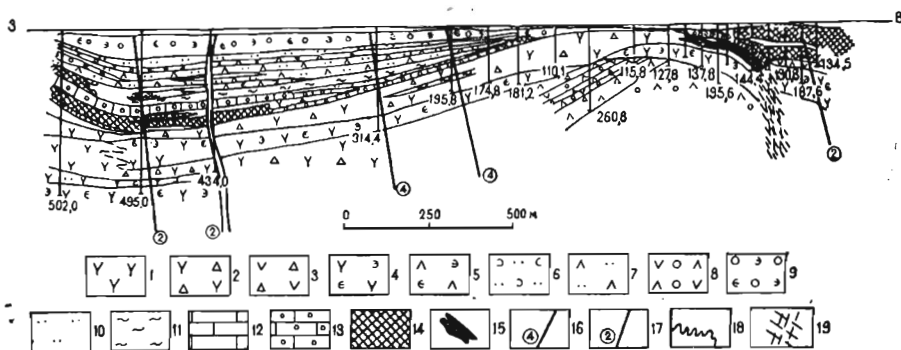
Формы, образованные скоплением вулканитов, обычно бывают очень сложными. По внешнему виду они часто напоминают брахискладчатые структуры и поэтому называются: вулканокуполами (Щерба, 1954), вулканическими брахиантиклиналями или вулканическими антиклиналями (Иванов, Прокин, Долматов, 1963). В общем же рассматриваемые структуры имеют преимущественно аккумулятивное происхождение.

Однако нередко наклоны слоев в подобных брахиантиклиналях достигают 50° , что не характерно для первичных углов наклона. Это исключает объяснение образования таких структур только за счет нормального отложения осадков на склонах вулканов. Вместе с тем указанные крутые углы падения пород обычно имеют местное значение и их положение не вытекает из закономерностей, свойственных типичным складчатым нарушениям. Наоборот, выясняется прямая зависимость их от ориентировок разрывов в сложно спланированной системе мозаичных

блоков. Эти факты позволяют заключить, что блоковые движения также оказали серьезное влияние на морфологию вулканокупольных структур.

Можно наметить два типа блоковых движений, которые отразились в разное время на первичных аккумулятивных формах. Первый тип — блоковые подвижки, происходившие в процессе вулканической деятельности, т. е. во время формирования аккумулятивных форм; второй — более поздние сдвиговые нарушения, явно наложенные на ранние и не сопровождавшиеся вулканизмом.

Ранние подвижки, связанные в основном с мозаичной системой блоков, имеют сложный, клавишный характер относительных, преимущественно вертикальных перемещений блоков. Толщи вулканогенных и осадочных пород, накапливавшиеся на таком подвижном основании, одновременно с осадконакоплением подвергались дислокациям; формировались флексурные изгибы как части штамповых складок; в еще не сцементированных осадках происходило перераспределение накопленных отложений путем оползней. Нередко в таких случаях наблюдаются типичные оползневые структуры со складками и мощными послойными брекчиями. В общей картине непостоянства мощностей и фаций все эти формы весьма характерны для конседиментационных структур (фиг. 53).



Фиг. 53. Конседиментационно-аккумулятивная структура в нижне- и среднедевонских образованиях Восточного участка месторождения им. XIX Партсъезда (Южный Урал, Учалинский район. Составил Ю. С. Емельянов).

1 — кварцевые дацитовые порфиры; 2 — агломератные лавы дацитового состава; 3 — агломератные лавы базальтового и андезито-базальтового состава; 4 — лапилливые гравийные туфы кислого состава; 5 — лапилливые гравийные туфы базальтового и андезито-базальтового состава; 6 — пепловые туфы смешанного состава; 7 — пепловые туфы основного состава; 8 — вулканомиктовые конгломераты, туфоконгломераты базальтового состава; 9 — вулканомиктовые гравелисты, туфиты смешанного состава; 10 — граувакковые и вулканомиктовые песчаники, туфопесчаники; 11 — алевролиты, глинистые сланцы; 12 — известняки и известковистые песчаники; 13 — известняковые конгломераты; 14 — неслоистые известняки ядра рифа; 15 — рудное тело; 16 — дайки диоритовых порфиритов; 17 — дайки диабазовых порфиритов; 18 — участки распространения подводных оползней; 19 — зоны расланцевания.

Оползневые структуры среди аккумулятивно-тектонических образований распространены широко, но не всегда достаточно рельефно представлены. Типичные примеры их можно наблюдать в западном крыле Магнитогорского синклиория. В окрестностях д. Московка (12 км к северо-западу от г. Верхне-Уральска) в моноклинали, сложенной франскими образованиями, видны крупные (до 10—20 м высотой) оползневые складки, приуроченные к одному стратиграфическому горизонту, состоящему из туфов, туфопесчаников с крупными глыбами известняков. Оползневые складки в профиле резко асимметричные, флексурообразные, слабо опрокинутые вниз по падению слоев. Развиты они

локально и резко несогласно в моноклинали, которая сложена в основном недислоцированными слоями. *Срыв в основании складчатой пачки резкий, а вверх наблюдается постепенный переход в нескладчатую туфовую толщу.* В плане расположение элементов залегания слоев сложное. Наблюдаются извилистые простирания с неправильным чередованием нормального и опрокинутого залегания без четко выраженных замков складок.

Для нижних частей оползней характерны оползневые брекчии, в которые нередко вовлекаются самые разнообразные породы, весьма хаотически перемешанные. Иногда в них наблюдаются и экзотические глыбы. Например, в описанном выше случае у д. Московы такими глыбами среди брекчий и туфов выглядят чистые органогенные известняки. В более южных районах западного крыла Магнитогорского синклинория оползневые брекчии выделены вдоль Биягодинской синклинали (данные Г. А. Смирнова). Здесь, наряду с обломками туфов кремнистых сланцев, известняков, конгломератов, среди обломочного материала находятся целые скалы перемещенных моноклитных известняков верхнеживетского возраста. Элементы залегания их никак не согласуются с общей пологой, плавной складчатой структурой выше- и нижележащих слоев девона. По своему составу оползневые брекчии вполне сравнимы с тектоническими, так как обычно представлены обломками вмещающих пород. Но от тектонических брекчий их отличает отсутствие определенного набора дислокаций: поверхностей скольжения с зеркалами и штриховками, трещиноватости и рассланцевания, приразломного будинажа и вторичной перекристаллизации пород.

Оползневые брекчии образовались в водной среде, в прибрежной зоне на склонах рельефа. Не исключено, что оползни были вызваны землетрясениями или извержениями лавовых потоков, хотя возможно и самопроизвольное сползание массы осадков под действием силы тяжести.

Описанные выше структуры, возникавшие одновременно с осадконакоплением, создавали те особые формы нарушений, которые лишь частично имеют складчатое происхождение. Тем не менее они в значительной мере являются вторичными формами залегания пород, связанными с тектоническими движениями, и их нельзя относить к чисто аккумулятивным образованиям.

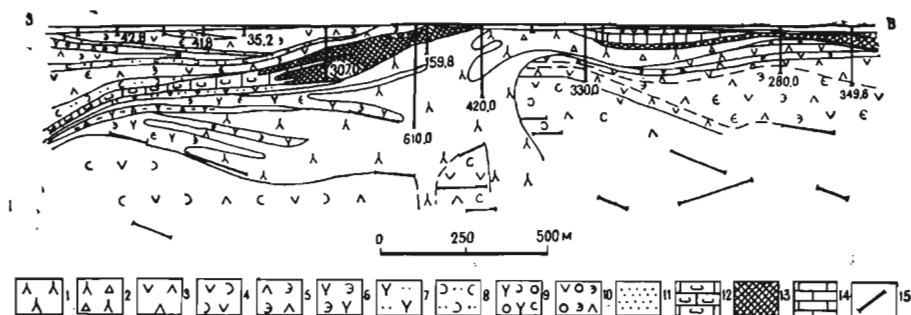
Следовательно, конседиментационные структуры вулканических районов Урала — это сложные формы, в составе которых имеются аккумулятивные, типичные складчатые формы и сопряженные с ними разрывные нарушения.

Наряду с положительными структурами аккумулятивно-блоково-складчатого происхождения развиты и отрицательные формы. Это мульды проседания, когда в активно опускающейся блоковой структуре происходит одновременное осадконакопление; и мульды облекания, когда постепенно выравнивается осадками сложный по форме отрицательный вулканический рельеф — заполняются промежутки между поднятыми блоками или участками вулканических построек. Разделять такие чисто аккумулятивные и конседиментационные структуры чрезвычайно трудно. Для этого требуется детальный анализ фаций и мощностей осадков. Учитывая это обстоятельство, именовать их следует обобщенно — аккумулятивно-конседиментационными структурами.

Особое место в вулканокупольной структуре занимают субвулканические интрузивные тела, которые нередко имеют лакколитообразные, линзовидные и другие, более сложные формы и разные размеры. Они обычно отчетливо выпуклые, куполообразные, что свидетельствует об

активном расширяющем действии их на вмещающие, перекрывающие отложения (штамповый механизм). При такой активной роли интрузий они, надо полагать, также вносили свой структурный элемент в форму сложных антиклинальных изгибов слоев, что отчасти отражено и на представленных разрезах (фиг. 54).

Исходя из сказанного, можно перечислить следующие основные структурные элементы описываемой группы конседиментационных структур: аккумулятивные положительные вулканогенные формы — конусы насыпания и облекания, отрицательные формы — мульды облекания, изгибы или флексуры проседания и оползания, сочетания с блоковыми структурами — сбросами и раздвигами, субвулканические интрузивные купола и кальдерные мульды, т. е. штамповые складки изгиба.



Фиг. 54. Аккумулятивная и куполовидная штамповая структура в нижне- и среднедевонских образованиях южнее пос. Александровского (Южный Урал, Учалинский район. Составил Ю. С. Емельянов).

- 1 — кварцевые порфиры липаритового и липарито-дацитового состава; 2 — туфолавы кварцевых порфиров; 3 — пироксен-плагноклазовые базальтовые и андезито-базальтовые афириты; 4 — агломератные туфы базальтового и андезито-базальтового состава; 5 — лапиллевые и гравийные туфы смешанного состава; 6 — лапиллевые и гравийные туфы кислого состава; 7 — пепловые туфы кислого состава; 8 — пепловые туфы смешанного состава; 9 — туфоконгломераты, агломератные туфиты базальтового состава; 10 — лапиллевые и гравийные туфиты базальтового и андезито-базальтового состава; 11 — граувакковые песчаники, туфопесчаники, реже пепловые туфиты; 12 — известковистые гравелиты; 13 — неслоистые массивные известняки — ядра рифа; 14 — известняки тонкослойные; 15 — отражающие площадки по данным МОВ.

Трещинная тектоника таких участков брахиформных вулканокупольных структур отличается сложностью в том смысле, что никакой закономерности в сочетаниях трещин и складок установить не удастся. Преобладают трещины отрыва, связанные со значительным растяжением пород в апикальных частях положительных форм или во флексурах. Большая часть этих трещин залечена интрузивными породами и образует сложные ветвящиеся системы даек (с апофизами и силами). Характер трещиноватости таких структур описывается в ряде работ М. Б. Бородаевской (1963, 1965).

Таким образом, по своим внутренним деформациям породы конседиментационных вулканических структур и штамповых складок существенно отличаются от таковых в складках продольного изгиба, и это может служить основанием для их выделения. Практическое значение изучения рассматриваемых структур очевидно, так как к вулканокупольным структурам приурочены многочисленные колчеданные месторождения (Иванов, Прокин, Долматов, 1963).

Более поздние сдвиговые нарушения и сопровождающие их крупные линейные складки изгиба несогласно наложены на весь брахиформный структурный план. Часто от первичного конседиментационного комплекса структур ничего не сохраняется, и поэтому реставрация ранних форм сильно затруднена.

Консидиментационные и аккумулятивные структуры имеют и более крупные размеры и охватывают целые зоны в Уральском складчатом поясе. Они выявляются путем сопоставления фаций и мощностей разновозрастных отложений на обширных площадях. Для этого ведутся специальные палеогеографические исследования, которые позволяют определять тектонический рельеф того или иного времени. В частности, характерный древний рельеф в виде цепей вулканических островов имел место на Урале в силуре и нижнем девоне, когда эти острова были основным элементом общеуральских островных дуг.

Отдельные стадии рельефообразования связаны прежде всего с особенностями тектонического развития земной коры и формированием отдельных региональных структур. Поэтому палеогеографические исследования позволяют сопоставлять древние рельефы разного времени и дают ценный материал для изучения истории развития тектонических структур высших порядков.

ГЛАВА 10. ТРЕЩИННАЯ ТЕКТНИКА

В верхней части литосферы все породы в различной степени нарушены густой сетью трещин — мелких разрывных нарушений, по которым обычно не видно заметных смещений. Однако породы ими хорошо разделяются на правильные блоки — параллелепипеды. Правильная геометрическая форма блоков служит обычно свидетельством тектонического происхождения этих деформаций. Тектоническая трещиноватость связана с разрывными нарушениями, различными складками изгиба и другими проявлениями внутренних движений Земли. Все эти трещины относятся к эндогенным, в отличие от экзогенной трещиноватости, которая вызывается поверхностными факторами: уплотнением пород, усыханием, оползанием и т. д.

Поверхности раздела блоков, образованные тектоническими трещинами, выглядят весьма различно и в общем могут быть разделены на две группы: 1) гладкие, притертые, иногда пришлифованные, просто ровные и 2) рваные, шероховатые, совершенно неправильные, без всяких следов притирания. Первые обычно называются трещинами скалывания, вторые — трещинами отрыва. Это наиболее простая и в то же время всеобъемлющая классификация трещин, которая применяется к различным генетическим типам этих деформаций.

Трещины с выдержанным одним направлением выделяются в отдельные системы; для них характерна одновременность образования. Очень часто одновременными являются сразу два направления трещин, обычно взаимноперпендикулярные. Они также образуют самостоятельные механические системы, состоящие уже из двух групп трещин (скалывания и отрыва).

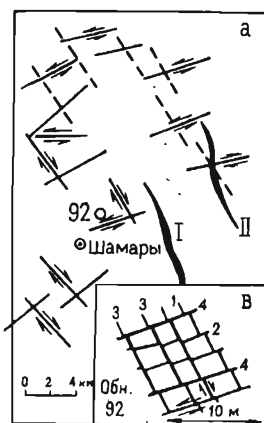
Тектонические трещины по-особому проявляются в различных складчатых структурах, интрузивных телах, зонах разрывных нарушений, а в более широком, региональном плане трещинные структуры платформенных областей отличаются от геосинклинальных. Весьма своеобразны системы приразломной и глубинной трещиноватости, описанные выше. Различия наблюдаются также в трещинной тектонике шарьяжных складок изгиба и сдвиговых складок. Таким образом, особенности морфологии тектонической трещиноватости во многом зависят от механизма их формирования, т. е. от принадлежности к региональным структурам — складчатым или разрывным. Поэтому наблюдения за трещинами могут быть использованы и при изучении складчатых нарушений.

Анализ трещинной тектоники складчатых структур в целом достаточно прост. Однако эти трещины по форме проявлений очень сходны с так называемыми системами планетарных трещин (Шатский, 1954; Шульц, 1966), для которых определяются закономерные направления в пределах очень крупных тектонических элементов — платформ и даже континентов.

Планетарная трещиноватость

Планетарная трещиноватость особенно хорошо прослеживается на платформах, где она отличается устойчивыми азимутами простираения и почти строгим взаимно перпендикулярным расположением трещин. Эти трещины проявляются достаточно равномерно, но с переменной интенсивностью (частотой) в различных литологических разновидностях пород. Правильный и выдержанный на громадных пространствах структурный рисунок таких деформаций наводит исследователей на мысль, что они связаны с какими-то планетарными явлениями и, в частности, с изменениями формы Земли в целом (деформация ее фигуры при изменении скорости вращения). Высказываются предположения, что ориентировка этих трещин зависит от положения полюсов Земли в разное время, хотя сущность этой связи и не ясна (Шульц, 1964).

Трещиноватость, связанная с формированием структур складчатых поясов, накладывается на планетарную трещиноватость, частично ее дислоцирует или в какой-то мере наследует. Поэтому планетарную трещиноватость необходимо учитывать при анализе региональных и локальных тектонических форм. Проявления такой трещиноватости можно видеть часто и в сложно дислоцированных областях, но здесь они смешаны с другими типами разрывов и закономерности их не улавливаются. Наиболее благоприятными для выяснения этих вопросов являются зоны со слабо выраженными складками изгиба, например, Предуральский краевой прогиб.



Фиг. 55. Относительные смещения блоков по планетарным трещинам в складках изгиба Предуральского краевого прогиба, в пологопадающих слоях пермских алевролитов и песчаников. Рисунок (а) — план трещинной тектоники в районе большой излучины р. Сылвы (у ст. Шамары). На этой схеме римскими цифрами обозначены оси брахискладок. Рисунок (б) отдельного обнажения (92) — видна последовательность заложения четырех генераций трещин скалывания, которые определяются по характеру взаимных смещений.

В Предуральском прогибе на площади Шалинского района было выполнено 3500 замеров тектонических трещин. При этом удалось установить, что по простираению в общем они могут быть объединены (по отстройкам роз трещин) в несколько групп. Каждая пара взаимно перпендикулярных трещин (две группы) выделяется в отдельную систему, которая характеризуется одновременным развитием трещин обеих групп. Одновременность образования групп трещин устанавливается на основании их взаимных пересечений (фиг. 55). На рисунке (обн. 92) хорошо

видна последовательность заложения трещин (обозначенная цифрами) — по закономерным взаимным смещениям их, имеющим характер микросдвигов. Наблюдения на большой площади Шалинского района позволили установить, что смещения эти в разновозрастной системе трещин всегда в одной группе левые, а в другой, перпендикулярной ей группе — правые (см. фиг. 55).

Рассмотренные особенности проявления тектонической трещиноватости одной системы позволяют отличать ее от подобных трещин другой системы в местах их пересечений. Из определенных двух систем более совершенная по форме пересекает со сдвиговыми смещениями менее совершенную и, следовательно, является поздней в ряду деформации. Причем перемещения трещин ранней системы по трещинам поздней системы происходят под разными углами, обычно довольно острыми ($15-30^\circ$).

Закономерная ориентировка трещин на большой площади прогиба показывает, что они образованы под воздействием какого-то регионально-го поля тектонических напряжений. Выделенные в прогибе системы трещин по направлениям хорошо увязываются с трещинами востока Русской платформы, и вполне возможно, что они принадлежат к планетарной системе.

Планетарная система трещин, как пишет Н. С. Шатский (1955), является не только в форме мелких отдельных пород, но и в виде крупных разрывов, определяющих очертания платформ в целом. Рассматриваемые трещины действительно связаны по направлениям с основными линеаментами материков. Накопившиеся к настоящему времени наблюдения по сдвигам для Европы показывают, что в пределах ее альпийского сектора развиты северо-восточные (преимущественно левые) сдвиги, которые пересекают его во многих местах вкрест простирания. Наоборот, продольные к этому поясу сдвиги — все правые. Нетрудно заметить, что система правых сдвигов отвечает направлению пояса сдвигов талассо-ферганского направления (см. фиг. 17). Альпийский складчатый пояс, таким образом, приближается к дуге большого круга и параллелен среднеширотной зоне сдвигов своего времени (вероятно, мелового). Поперечные же к этому поясу сдвиги ориентированы к полюсу вращения этого времени. Направления смещений в последних правые и левые. Они отражают неравномерные перемещения (течение) вещества в мантии Земли.

Таким образом, влияние блоковых движений на формирование планетарных трещин выражено достаточно отчетливо. Однако под воздействием тех же неравномерных подкоровых течений происходят волновые колебательные движения платформы, сопровождающиеся крупными изгибами и перекосами земной коры. Возможно, и они играют какую-то роль в формировании этой трещиноватости.

Описанная выше планетарная трещиноватость Предуралья хорошо совпадает по направлениям и знакам смещений с глобальной системой сдвигов Европы и, следовательно, является ее элементом. Связь тектонической трещиноватости с деформацией всей Земли действительно открывает возможности для определений ее древних полюсов по системам трещин разного возраста, как это считает С. С. Шульц (1964).

Тектоническая трещиноватость складок изгиба

Изучением тектонической трещиноватости в связи с формированием складчатых структур занимались многие исследователи (Семененко, 1946; Кириллова, 1945, 1949; Эз, 1962; Пермяков, 1949; Крейтер, 1948;

Шульц, 1948, 1964). Трещиноватость в складках изгиба обычно разделяется по чисто формальным признакам, главным образом с количественной стороны. Статистический метод действительно очень нужен для оценки роли этих деформаций в общей структуре, но сам по себе он явно недостаточен. В нем обычно не учитываются элементы кинематики — перемещения отдельных микроблоков, образованных трещинами.

В вышеописанном районе наряду с проявлениями планетарной трещиноватости наблюдаются также и местные системы трещин, связанные с локальными складками изгиба. Особенно хорошо местные изменения (резкие отклонения) в ориентировках трещин видны на периклинальных окончаниях складок, где они направлены диагонально к их оси. Наиболее совершенными выглядят трещины в крыльях складок, перпендикулярные к их осевым поверхностям. Это типичные трещины скалывания с притертыми, часто блестящими поверхностями, иногда со слабыми зеркалами скольжения. Перпендикулярные же к ним трещины на крыльях менее совершенны и определяются как трещины отрыва. Горизонтальные смещения по ним не выражены и, судя по форме поверхностей, они образовались в результате растяжения слоев. На периклиналях обычно оба ряда диагональных трещин выражены в общем одинаково и являются четкими трещинами скалывания с видимыми сдвиговыми перемещениями. Эти диагональные трещины скалывания в системе ортогональной сети трещин выглядят как аномалии. Такие системы трещин дают возможность предполагать наличие складчатых структур в местах с чрезвычайной пологими наклонами слоев, в областях краевых прогибов и на платформах, где горный компас для определения углов наклона слоистости малоэффективен. Методика поисков пологих складчатых структур на Русской платформе статистическим методом анализа трещиноватости была предложена Е. Н. Пермяковым (1949). По розам трещиноватости им отрисовывалась конфигурация брахиантиклиналей.

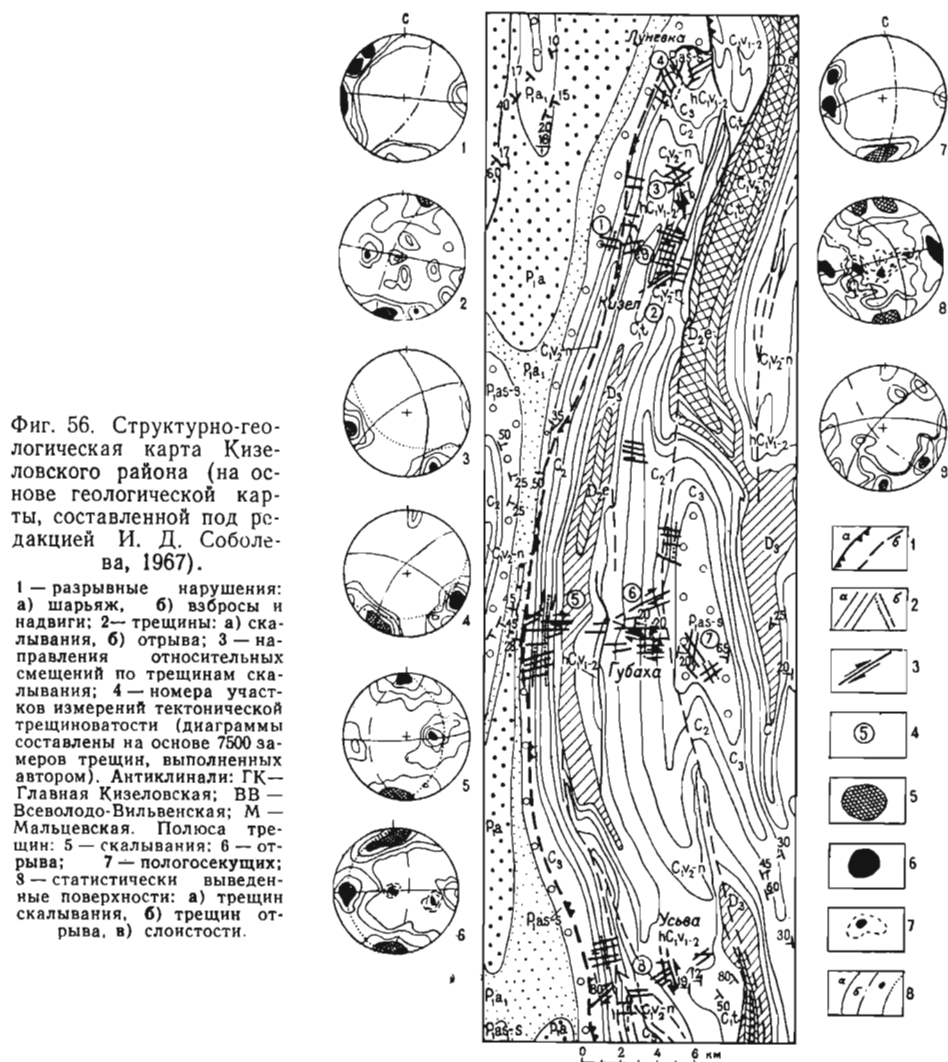
Тектоническая трещиноватость шарьяжных складок изгиба имеет характерные проявления в Главной Кизеловской антиклинали (фиг. 56). В районе шахтерских городов Кизела, Губахи, поселков Усьвы, Луньевки и в разрезах рек Вильвы, Косьвы, Усьвы было произведено более 7000 замеров элементов залегания тектонических трещин. В результате такого статистического изучения здесь более определенно выявилась закономерность пространственной ориентировки трещиноватости и кинематика их формирования.

На северной периклинали складки (у пос. Луньевка) развиты преимущественно диагональные трещины скалывания (фиг. 56, диагр. 4); на всем протяжении линейных крыльев прослеживается удивительно выдержанная прямоугольная сетка трещин, в которой преобладают меридиональное направление ($350-0^\circ$) и широтное ($80-90^\circ$), что видно на диаграммах 5, 6 (см. фиг. 56). Причем широтное направление образовано только крутопадающими трещинами скалывания, а меридиональное — трещинами отрыва, в общем перпендикулярными к слоям (система нормальных трещин).

Трещины скалывания, поперечные к оси складки, проявляются и в ее периклиналях, где они перекрещиваются с диагональной системой трещин скалывания (см. фиг. 56, диагр. 8) и более устойчивы в региональном плане. Они, по-видимому, отражают общий план деформации слоев в поясе рассматриваемых складок изгиба.

Большой интерес представляют данные о смещениях микроблоков по тектоническим трещинам, которые показывают, что на всем протяжении антиклинали в поперечных трещинах скалывания (широтных и северо-восточных) имеют место устойчивые правые смещения; в трещи-

нах субмеридиональных (северо-северо-западных) в разных частях складки — только левые смещения. Как можно видеть, здесь направления смещений микроблоков в целом прямо противоположны тем, которые преобладают в системе трещин Шалинского района.

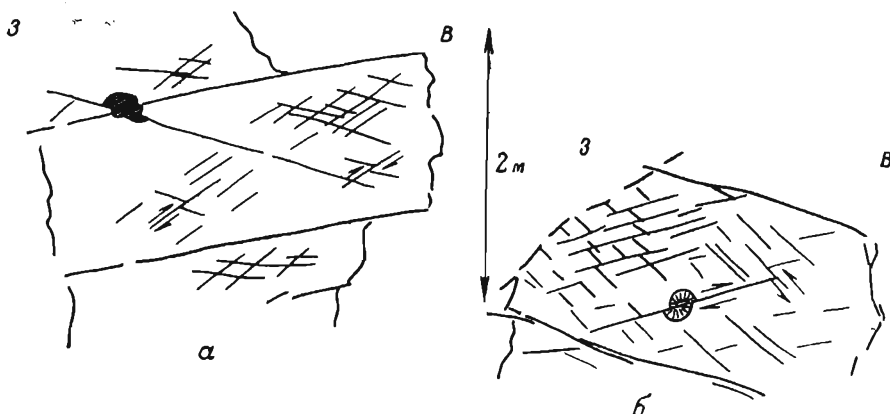


Таким образом, на основе сравнения движений микроблоков Шалинского и Кизеловского районов выявляются два разновременных плана региональных трещин скалывания: один — связанный с Русской платформой, а второй — с Уральским складчатым поясом.

В Западно-Уральской линейной зоне складчатости лучше всего видно соответствие между простираниями трещин скалывания и ориентировкой осей складчатых структур. Из этого следует, что они образовались под воздействием одних и тех же усилий и одновременно. В смежных тектонических покровах с разными складчатыми планами выявляются и различно ориентированные системы трещин (см. фиг. 39).

Наряду с региональной системой трещин в зоне линейной шарьяжной складчатости развиты местные системы трещиноватости. К таковым от-

носятся описанные выше диагональные трещины на периклиналях складок. Кроме того, широко распространены весьма своеобразные трещины, ориентированные под острым углом к поверхностям слоев и в общем согласные с простираемостью осей складок. В Главной Кизеловской антиклинали эти трещины особенно четко проявляются на ее крыльях в толстослоистых органогенных известняках и местами образуют довольно частую сетку (до 20 трещин на 1 м) из двух перекрещивающихся групп трещин. Одна группа — согласная с падением слоев, другая же падает в противоположную сторону (фиг. 57). К поверхности слоя эти трещины подходят под одним углом — $20-30^\circ$ (см. фиг. 56, диагр. 6, 8), т. е. они в общем пологосекущие к слоистости. Такой угол установлен во многих пунктах, причем как в известняках, так и в песчаниках он устойчив. Сами трещины, соответственно, пересекаются под углом около 50° , редко 60° , а биссектриса этого острого угла ориентирована вдоль слоев в направлении линии падения.



Фиг. 57. Смещения в разрезе по пологосекущим трещинам скалывания кремнистых включений и остатков фауны слоев известняков нижнего карбона: а) правый берег р. Усьвы у ст. Усьва, напротив узкоколейного железнодорожного моста; б) г. Губаха.

Относительные смещения по описываемым трещинам очень закономерны — они всюду имеют взбросовую составляющую. Взбросовый характер этих движений определяется по зеркалам скольжения со штриховками на поверхностях этих трещин, а также по смещениям остатков фауны и кремневых включений среди известняков. Смещения одних трещин относительно других многократно чередуются в одном пласте. Это свидетельствует о том, что существовала какая-то последовательность заложения внутри данной системы этих в общем синхронных трещин, которая со временем менялась, хотя общий план деформации сохранялся. Амплитуды смещений по пологосекущим трещинам, как правило, небольшие и измеряются миллиметрами и первыми сантиметрами. Более значительные смещения происходят при образовании вдоль них осложняющих надвиговых нарушений.

Пологосекущие трещины обычно не выходят за пределы отдельных дислоцированных пластов и поэтому являются в общем внутрислойными. Пласты с такой трещиноватостью отделяются от смежных пластов четко выдержанными поверхностями наложения с заметными следами проскальзываний по слоистости. В небольших складках изгиба, шириной 50—100 м, видно, как послойное проскальзывание сопровождается даже

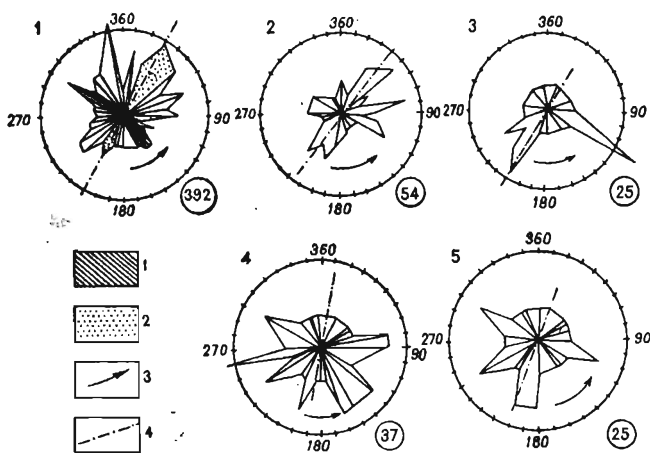
брекчированием пород. В этих же складках обнаруживается определенная локализация наклонных внутрислойных трещин в участках перегибов слоев при переходах их от крыльев к сводам.

Внутрислойные пологосекующие трещины в описанных выше формах характерны для зон развития шарьяжных складок. В других типах складок изгиба их наблюдать не приходилось.

К сказанному следует добавить, что при формировании складок изгиба происходит также послойное проскальзывание и образование послойных трещин. Это объясняется неравномерным перемещением разных слоев в плане при смятии их в складку. Послойные трещины образуются одновременно с крутопадающими, по которым пласты делятся на отдельные микроблоки, параллелепипеды. Причем в каждом пласте, характеризующемся своими механическими свойствами, смещения блоков-параллелепипедов происходили нередко по особой, изолированной системе трещин, отличающейся главным образом интенсивностью, но не направлением. Это видно по обрывам многих нормальных трещин на границах пластов.

Таким образом, изучение тектонической трещиноватости позволяет получить значительный объем информации о механизме образования складчатых структур, шарьяжей и истории их формирования.

Тектоническая трещиноватость сдвиговых складок также в целом подразделяется на две группы — скальвания и отрыва. В региональном плане эти трещины тесно связаны с приразломными трещинами сдвигов и поэтому в них выдерживается кинематика



Фиг. 58. Розы простираций тектонической трещиноватости в межразломных (сдвиговых) складках изгиба Верхнеуральского района (к структурной карте, см. фиг. 52).

1 — трещины скальвания; 2 — трещины отрыва; 3 — направление падений трещин к линиям их простираций в лучах розы трещиноватости; 4 — оси складок изгиба (на диаграммах 2, 3, 4, 5 преобладают трещины скальвания).

левосторонних смещений блоков в направлениях, продольных к осям структур. Но, кроме этой зависимости, определенно выявляется связь с отдельными слоями пород, их литологией и углами наклона к линии горизонта, т. е. с местными (складчатыми) формами дислокаций. Местные ориентировки трещиноватости в зонах развития сдвиговых складок изгиба явно преобладают над региональными выдержанными направле-

ниями. Это объясняется сложным брахискладчатым планом нарушений слоев. Морфологические свойства этих трещин в разных породах в общем мало различаются.

На основании замеров в поле и по дешифрированию аэрофотоснимков выявляется, что на периклиналях складок трещины, как правило, образуют веер относительно оси структуры, на крыльях же одна группа перпендикулярна к ней, а другая ориентирована продольно. Это можно наблюдать в структурах Верхне-Уральского района северо-западнее г. Верхне-Уральска в моноклинали (см. фиг. 52), составляющей часть линейной складки горы Ялай, которая простирается на СВ ($30-35^\circ$). Здесь отчетливо обособляется (на розе-диаграмме фиг. 58—1) максимум трещин, согласных с простираанием пород с северо-западными наклонными. Поверхности этих трещин большей частью неровные, шероховатые, без заметных следов продольных перемещений, но со значительной протяженностью отдельных сколов. Другая группа трещин, с максимумом 300° , отличается от сопряженной группы трещин на 90° и представлена в основном крутопадающими разрывами с четкими линейными формами, характерными для трещин скалывания. Эти трещины в целом перпендикулярны к элементам слоистости. Выявляется еще одна система трещин — с максимумами 350° и $70-80^\circ$, в которой обе группы представлены трещинами скалывания. Относительно слоистости они занимают обычно наклонное, хотя в общем и крутое положение. Все эти трещины образовались на поздних стадиях деформации, так как они более выдержаны и пересекают ранние трещины.

В пределах осевой зоны и восточного крыла Магнитогорского синклинория среди пород зилаирской и колтубанской свит установлена серия небольших складок изгиба (см. фиг. 52). Для ряда складок составлены розы трещин (см. фиг. 58—2, 3, 4, 5), которые позволяют заключить, что существует зависимость направлений трещин от форм складок. Обычно преобладают деформации, продольные к их осям, представленные преимущественно трещинами отрыва, а также поперечные и диагональные, относящиеся в основном к трещинам скалывания. Поскольку простираание осей складок и их конфигурация в плане весьма изменчивы, то все это создает большое разнообразие ориентировок трещин в районе. В целом для района с характерной брахискладчатой структурой какой-то устойчивой системы трещин с выдержанным направлением установить не удастся. Трещины в этих складках образуются главным образом в результате неравномерного перекоса слоев при формировании изгибов и в связи с разрывными нарушениями.

В интрузивных породах развита так называемая контракционная трещиноватость, которая возникает за счет сокращения объема изверженного массива при его остывании. Это сокращение достигает 6—7 и даже 10%. Ориентировки контракционных трещин определяются докристаллизационной деформацией, связанной с растеканием магмы при формировании интрузивного тела. В связи с этим, согласно исследованиям А. Полканова и Г. Клооса, внутри застывшей магмы возникает волокнистость вдоль течения. Вытянутые призматические кристаллы длинными осями располагаются параллельно этой волокнистости. Получаются выдержанные синкинематические поверхности, по которым порода растрескивается значительно легче. Поэтому параллельно одной из поверхностей волокна и примерно согласно поверхности охлаждения в интрузиве, имеющем вид лакколита, образуется приближающаяся к горизонтальной пластовая система трещин, обозначенная Г. Клоосом буквой *L*. Через это же волокно проходит и другая система трещин, более или менее перпендикулярная к первой и занимающая положение, близ-

кое к вертикальному. Это так называемые продольные трещины — S . Наконец появляется третья система трещин — Q , образующаяся при растяжении и располагающаяся нормально к длинной оси волокна, которая так же как и система S , является крутопадающей и к ней приурочены дайки и жилы пород. Эти эмпирически выведенные Г. Клоосом закономерности расположения трещин в интрузивных массивах должны учитываться, поскольку на массивы накладываются также трещины иного происхождения, связанные со складками изгиба.

Переплетение синкинематической деформации, развившейся при кристаллизации пород, с деформацией послекристаллизационной, связанной со складчатыми и разрывными формами движений, делает очень сложной общую картину трещинной тектоники интрузивных тел. Однако изучение кинематики формирования трещин и последовательности их заложения во всех случаях представляет надежную основу для любых построений и выводов.

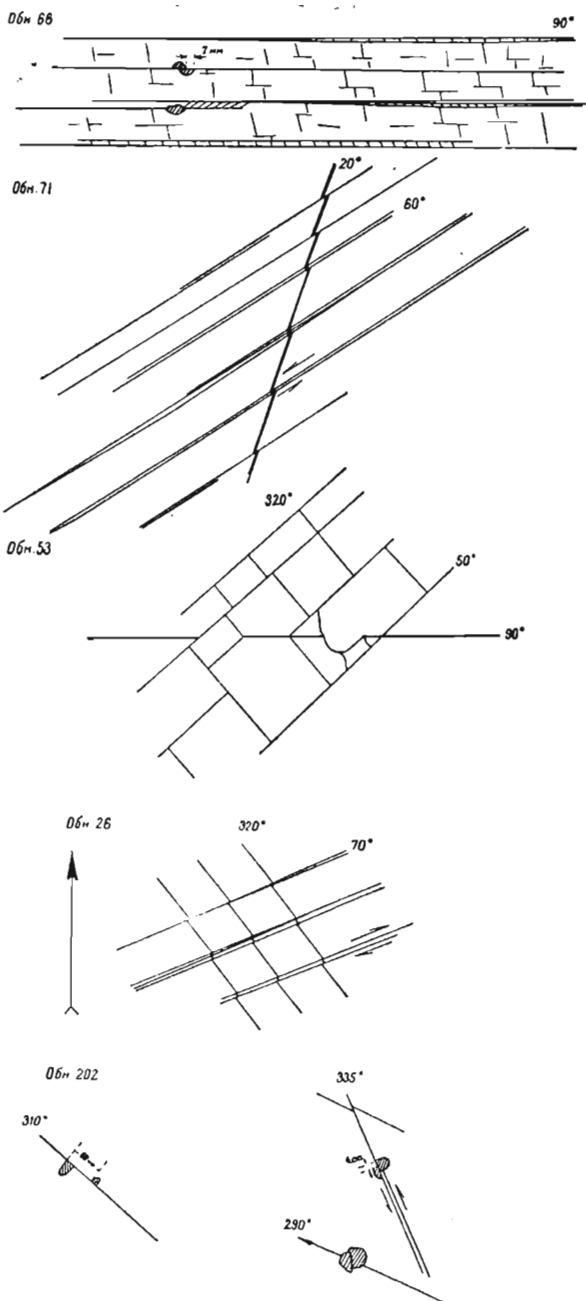
Полевое изучение трещин, способы систематизации и обработки наблюдений

Правильные геометрические формы тектонических трещин и закономерная ориентировка их в пространстве обнаруживаются почти повсеместно. Такая трещиноватость наблюдается и в пологих платформенных структурах и в интенсивно дислоцированных складчатых толщах пород. Эти свойства трещин обычно выделяются сразу, даже при беглом осмотре обнажений. Уже в маршруте в большинстве случаев складывается представление о группах и системах трещин, развитых в толщах пород. Однако это не исключает необходимости массовых замеров трещин. Во всех случаях непосредственно на обнажениях они классифицируются по совершенству их поверхностей (трещины скалывания и отрыва), а также по расположению их относительно слоистости и элементов складчатых дислокаций — осей, периклиналей, крыльев, флексур, моноклиналей.

Большое значение для выяснения происхождения трещин имеет группировка их по возрасту. Одновозрастными обычно являются сопряженные трещины скалывания и отрыва (фиг. 59, обн. 66). Группы трещин одного времени заложения в плане располагаются чаще всего под углом, близким к 90° , разновозрастные же пересекаются под разными углами, нередко довольно острыми (обн. 71, 53). В группах трещин разного возраста наблюдается пересечение со смещением (обн. 26). При определении относительного возраста трещин учитывается также последовательность заполнения их магматическим, рудным веществом, минералами.

В выделенных системах трещиноватости определяется также количество трещин на метровый интервал, т. е. частота проявления в разных направлениях и слоях, выявляются открытые и закрытые сместители. Наибольшее внимание следует уделять трещинам скалывания, которые хорошо просматриваются на всем их протяжении, так как в них нередко обнаруживаются признаки перемещений. Особенно отчетливо сдвиги видны по трещинам вдоль линии пересечения их с наложением пород, которые удобнее всего наблюдать в плане слоев на бичевниках. При прослеживании трещин в этих случаях по простирацию нередко на их трассах встречаются гальки, раковины, остатки растений, которые пересекаются и смещаются по ним (см. фиг. 59).

Направление перемещения по трещинам хорошо определяется и тогда, когда имеются искривления в их простирации. При движениях по



Фиг. 59. Характер проявления трещин скалывания и отрыва в нижнепермских песчаниках Предуральского прогиба.

ние роз трещин. Однако возможности этого способа ограничены. Он пригоден лишь для пологозалегающих толщ пород, причем если углы наклона трещин крутые (см. фиг. 58). Трещины здесь систематизируются по простиранию и направлению падения. Розы трещин дают наглядное представление о простирании их, но не отражают углов падения.

таким трещинам в местах изгибов возникает в одних случаях сжатие вдоль их стенок, в других — приоткрывание. Эти признаки также достаточно выразительны.

Отдельные трещины, связанные со складками изгиба, обычно не имеют очень большого протяжения. Они быстро выклиниваются и кулисообразно сменяются другой, рядом расположенной трещиной приблизительно того же простирания. На участках сближения этих двух трещин между ними, благодаря действующей здесь параллельно им паре сил, образуются неровные оперяющие трещины, ориентированные под острым углом к трещинам скалывания. Этот угол направлен в сторону движения ограничиваемого трещинами остроугольного блока. Подобные же трещины отрыва или оперяющие трещины образуются и между двумя рядом расположенными, параллельно идущими трещинами скалывания. У них острый угол открыт в сторону движения ограничиваемого ими блока. Эти наблюдения в комплексе с другими данными также позволяют судить о характере перемещений блоков, образованных по трещинам (см. фиг. 59, обн. 66).

Как известно, имеет несколько способов графического изображения трещин. Наиболее часто применяется составле-

Однако этими углами можно пренебречь, если складки пологие и трещины в целом направлены нормально к слоистости.

Розы трещин удобно наносить на карты, что дает достаточно выразительную картину трещинной тектоники района. Составляются также розы трещин, в которых на продолжении каждого радиуса с максимумом трещиноватости рисуется кружок-диаграмма, показывающая характерные для этого простирания углы падения. Имеются и другие способы систематизации трещин, например, с применением прямоугольной системы координат или круга, разделенного по радиусам на 90 частей. Применение стереографической сетки Вульфа и равноплощадной сетки Шмидта рационально лишь при большом числе замеров и при анализе сложных структур, что показано на примере Кизеловского района (см. фиг. 56).

При изучении тектонической трещиноватости применяются также методы математической статистики с использованием счетно-вычислительной техники (Кноринг, 1969), так как во время полевых наблюдений обычно производятся массовые замеры залегания трещин. Для всестороннего же анализа трещиноватости необходимы данные о морфологии трещин, их возрасте, последовательности и условиях формирования, которые позволяют говорить о механизме образования этих разрывных дислокаций. Поэтому одним статистических исследований недостаточно. Однако для решения отдельных частных задач большого числа замеров обычно не требуется. Если обнажение представительное, то в нем сразу на глаз намечаются основные направления трещин, и здесь достаточно нескольких контрольных замеров, равномерно распределенных по всей площади изучаемой структуры.

Трещины — в большинстве своем мелкие и слабые деформации, малопривлекательные для исследователей. Однако при углубленном изучении они, как выше было показано, позволяют раскрывать механизм глобальных движений блоков земной коры и особенности формирования локальных структур.

ГЛАВА 11. СКЛАДКИ ВНУТРИСЛОЙНОГО ТЕЧЕНИЯ

Складки внутрислойного течения относятся к числу локальных дислокаций, которые обычно приурочены к пластичным песчано-глинистым и соленосным толщам пород. Они нередко закономерно связаны со складками изгиба и местами сильно осложняют их внутреннее строение. Выше было отмечено, что в Предуральском краевом прогибе такие складки в значительной мере связаны с послойными скольжениями пород в тектонических покровах. Наиболее крупные из них имеют амплитуды в десятки метров и вполне сравнимы с другими генетическими типами складчатых нарушений, в том числе и со складками изгиба, которые они осложняют.

Складки послойного, или внутрислойного течения обстоятельно описаны В. В. Бронгулевым (1951, 1968) для Русской платформы, где они проявляются в слабо литифицированных, т. е. в первично-пластичных осадочных толщах пород. В складчатых поясах эти дислокации распространены как среди осадочных неметаморфизированных, так и в метаморфических комплексах пород (Сорский, 1952; Хорев, 1965; Горлов, 1967; Дук, 1967). Однако в последних они уже больше зависят не от первичной пластичности материала, а от таких факторов, как давление и температура, которые повышают общую пластичность горных пород.

Общепризнано, что послойное течение пород возникает как следствие неравномерного давления на кровлю или подошву пластов, т. е. вызывается силами, ориентированными в общем перпендикулярно к слоистости (Белоусов, 1947; Бронгулеев, 1951; Косыгин, 1958). Такое течение направлено из зон сжатия и выжимания в зоны растяжения и нагнетания. Одни авторы (Белоусов, 1947; Бронгулеев, 1951) считают, что зоны выжимания приурочены к сводам поднятий, а зоны нагнетания находятся на их крыльях или даже в синклиналях, т. е. процесс развивается центростремительно; другие (Сорский, 1952; Хорев, 1954) утверждают, что движение направлено к сводам антиклиналей.

Выяснение направленности процесса течения в целом имеет весьма важное значение для характеристики общей кинематической обстановки явления. От этого зависит, в частности, решение вопросов генезиса и истории развития региональных тектонических структур, с которыми эти дислокации связаны. Кроме того, по вектору движения можно выяснить положение сводов пологих складчатых структур, что важно при поисках нефти. В. В. Бронгулеев (1951) совершенно правильно замечает, что элементы кинематики, отражающие условия формирования таких структур, необходимо выявлять прямо на обнажениях. Однако ни он, ни другие исследователи, к сожалению, конкретных данных по этому вопросу не приводят.

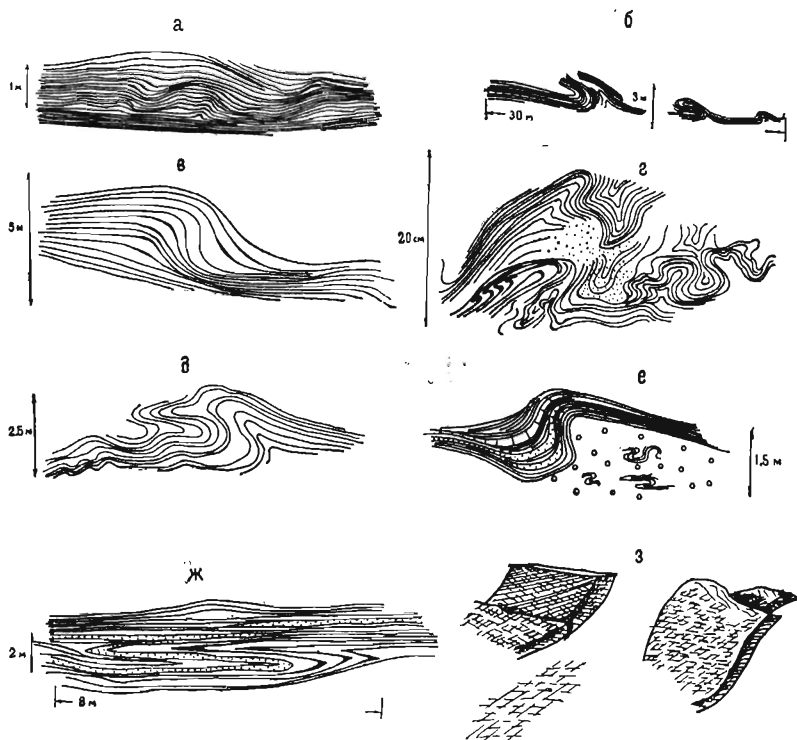
Рассматриваемые складки особенно широко распространены на западном склоне Урала, в пермских отложениях Предуральяского краевого прогиба. Значительное место они занимают в Центрально-Уральской зоне и на восточном склоне Урала в толщах и свитах самого различного возраста, от позднепротерозойских до девонских. В Предуральском краевом прогибе эти дислокации можно наблюдать в железнодорожных выемках линии Пермь—Свердловск и в разрезах по рр. Сылве и Чусовой, на примере которых и строится приведенное ниже описание.

Во всех случаях складки внутрислойного течения строго локализованы в слоях песчано-алевролитово-глинистых, реже мергелистых и известняковых, с достаточно определенно выраженной слоистостью и отличающихся повышенной первичной пластичностью. Слои, представленные массивными песчаниками и конгломератами, т. е. компетентными породами, как правило, не имеют послойных микроскладок.

Одним из признаков перемещения пород вдоль слоистости являются зеркала скольжения, особенно характерные для пластичных слоев, которые несут штриховку, направленную в сторону их движения. Обнаруживается, что такие элементы деформации в спорадически развитых антиклиналях интенсивно проявляются лишь на одном их крыле, погружающемся согласно с региональным наклоном слоев, а на другом крыле, не согласном с общим падением толщи, они обычно не развиты или выражены слабо. В согласных крыльях таких складок выявляется также и будинаж компетентных слоев, а значит, имеет место интенсивное их раздавливание и растяжение. Перечисленные признаки — свидетельство односторонне направленного перемещения вещества пород в складках течения. Вследствие такого одностороннего развития формы складок внутрислойного течения в поперечном профиле, как правило, крайне асимметричны, так как направленные перемещения приводят к неравномерному изменению мощностей слоев на смежных крыльях складок течения (фиг. 60, *г*, *д*, *е*). Слои в согласных крыльях, из которых шло выжимание материала, становятся более тонкими по сравнению с теми же слоями противоположных крыльев, в которые происходило нагнетание.

Эти последние крылья всегда более крутые и нередко опрокинутые к общему залеганию толщи пород.

Эффект одностороннего движения определяется и графически по кривой изменения мощности слоев складки при переходе с одного крыла на другое. Асимметричное расположение максимумов и минимумов мощностей одних и тех же слоев относительно осевых поверхностей складок течения само по себе является достаточно убедительным показателем кинематики рассматриваемого процесса, так как дает возможность определять направление послойного потока вещества. Кроме того, указанное закономерное изменение мощностей может служить одним из генетических признаков рассматриваемых структур.



Фиг. 60. Зарисовки складок течения в пермских отложениях Предуральяского прогиба (в толщах переслаивания конгломератов, песчаников, известковистых песчаников, алевролитов, аргилитов, известняков). Верхнее течение р. Сылвы.

Разнообразие описываемых деформаций настолько велико, что выходит далеко за рамки принятых морфологических классификаций складчатых структур. Только некоторые из них имеют правильную форму прямых и даже изоклинальных лежачих складок (см. фиг. 60, ж). Но во всех случаях наблюдается асимметрия в их строении — внутренняя и внешняя. Нередко эта асимметрия выражена во всех или в большинстве складок деформированных слоев, что, по-видимому, является отражением закономерно развивающегося процесса послойного пластического течения вещества пород на большой площади. В частности, этот элемент течения особенно наглядно выражен в одностороннем опрокидывании микроскладок внутри отдельных пачек пород, либо в сторону их восстания, либо по падению.

Основные черты механизма формирования описываемых складок течения как самостоятельного генетического типа тектонических структур можно выявить путем анализа кинематики послойного течения вещества. Самые простые складки течения, находящиеся на начальных стадиях развития, представляют собой местные раздувы мощности слоев и имеют вид резко очерченных линз (см. фиг. 60, а, в).

В процессе длительного перемещения под влиянием одностороннего давления, вызванного напорающими вдоль пласта массами пластичных пород, дислоцированные пачки местами приобретают сложную складчатую и разрывную структуру. Во время такого движения в формировании складок наряду с процессами течения большую роль играет механизм изгиба слоев. В складках течения с изгибом нередко развивается довольно интенсивная трещиноватость, более совершенная обычно в согласных крыльях антиклиналей, где имеют место отмечавшиеся уже зеркала скольжения, интенсивный будинаж и раздавливание слоев.

Трещиноватость в складках течения с изгибом представлена двумя группами перекрещивающихся трещин скалывания, почти перпендикулярных к слоистости (см. фиг. 60, з). Они чаще всего развиты автономно в отдельных слоях, отличающихся один от другого механическими свойствами. На крыле обе группы трещин в общем расположены диагонально к оси складки. Но так как в плоскости слоев они плавно изгибаются, то вблизи оси одна группа трещин становится к ней почти под прямым углом, а другая ориентируется вдоль нее.

Высокая степень пластичности основной массы пород, участвующих в описываемых дислокациях, способствует развитию в них ориентированных текстур и, в частности, появлению сланцеватости, параллельной слоистости, выраженной обычно в глинистых тонкозернистых литологических разновидностях. Сланцеватость подчеркивается правильным, согласным со слоистостью расположением длинных осей зерен кварца и других минералов, обладающих выраженным удлинением. Интенсивное тектоническое растяжение вдоль слоистости испытывают обломки особенно пластичных пород и минералов, органические остатки и т. п. В пермских отложениях Предуралья прогиба, где в складках течения очень хорошо видна эта вторичная ориентировка зерен, метаморфизм пород практически отсутствует. Поэтому зерна кварца хотя и ориентированы длинными сторонами вдоль слоистости, однако на диаграммах оптических осей закономерных тектонических узоров не образуют.

Среди позднепротерозойских отложений Западно-Уральской зоны складчатости метаморфизм пород выражен всюду отчетливо. В районе г. Юрюзань распространены глинистые филлитовидные и хлорит-карбонатные сланцы, перемежающиеся с песчаниками и известняками. В этих породах развиты характерные внутрислойные складки течения, причем в прослойках тонкозернистых пород проявляется сланцеватость, или кливаж течения, ориентированный согласно со слоистостью (фиг. 61). Местами в сводовых частях складок филлитовидные сланцы образуют острые, килевидные, в других случаях округлые замки, и в них сланцеватость приспособляется к слоистости. При более интенсивных проявлениях послойного течения, особенно в изоклинальных складках, происходит разлинзование пород, срывы их либо вдоль слоистости, либо несогласно под острым углом к ней. В последнем случае развивается местная секущая сланцеватость.

Результаты изучения всего комплекса описываемых складок позволяют утверждать, что размеры их находятся в прямой зависимости, во-первых, от мощности деформирующейся пачки пластичных пород и, во-вторых, от толщины отдельных слоев, составляющих пачку. Чем

больше мощность пластической пачки, тем крупнее складки, и наоборот.

В толщах пород с несколькими порядками мощностей слоев формируется сложная многоплановая складчатость. Внутри одних микро-складок развиваются микроскладки еще более мелкие со своим планом строения (см. фиг. 60). Это специфика большей части складок послойного течения.



Фиг. 61. Формы замков в лежащих складках внутрислойного течения среди авзянской свиты верхнего протерозоя (р. Юрюзань, Южный Урал).

Нередко описываемые деформации, без достаточного анализа, рассматриваются как древние подводные оползни. Поэтому следует для сравнения привести характерные признаки оползней, ископаемых и образующихся в современных условиях.

Основные признаки подводных и надводных оползневых дислокаций рассмотрены в работах В. А. Вахромеева (1940), Н. Н. Горностаева (1928), У. Х. Твенхофела (1936), А. Д. Архангельского (1930), А. В. Хабакова (1948), И. И. Ратновского (1948).

Оползневые дислокации отличаются хаотическими формами изгибов слоев, без закономерных ориентировок осей, сложными рваными трещинами. Они обычно сопровождаются сильным брекчированием пород. В основании дислоцированных пачек наблюдаются поверхности резких срывов, по которым происходило скольжение вниз по склону. Верхний же контакт оползневой зоны стратиграфически согласный. Подводные оползни — это конседиментационные структуры, развитые локально в слабо литифицированных толщах осадков. Примеры их были описаны выше по Магнитогорскому синклинию. Роль оползней в региональных структурах невелика. В наземных фациях на склонах гор они проявляются как в рыхлом покрове, так и в коренных породах. Но эти структуры в ископаемом состоянии встречаются редко.

Факторы, вызывающие послойные перемещения вещества пород и приводящие в конечном счете к образованию послойных складок тече-

ния, могут быть различными. Причины для них, кроме описанной уже выше, в связи с шарьяжами, обычно появляются при образовании крутых подобных складок изгиба второго вида, в крыльях которых перпендикулярно к слоям развивается дополнительное давление. Здесь происходит центростремительное выдавливание пластичных пород в своды антиклиналей. В штамповых складках, наоборот, выдавливание происходит центробежно. Возникают они также в случае достаточно пологих складок с размытыми сводами, когда весь разрез вышележащих пород создает неравномерное давление на площади каждого отдельного слоя и пластичные слои начинают перетекать; избыточное местное давление, нормальное к слоям, создается, вероятно, под мощными ледниковыми покровами, а также под покровами эффузивов и туфов. Динамическую обстановку, благоприятную для образования таких складок, могут создавать и другие факторы. Они довольно обстоятельно рассмотрены В. В. Бронгулевым (1947). Общим условием их возникновения является неравномерное давление на кровлю или подошву пласта, а при равномерном давлении достаточной может быть неоднородность его внутреннего строения, т. е. изменение механических свойств в латеральном направлении.

Часть третья

СИСТЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИВАЖА И ГЛУБИННЫЕ СКЛАДКИ

ГЛАВА 12. ОСНОВНЫЕ ОПРЕДЕЛЕНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ

Понятие о кливаже существует в геологии более 150 лет, и тем не менее до сих пор многое в нем остается недостаточно изученным. Одним из нерешенных в учении о кливаже является вопрос о разделении его на две генетические группы: кливаж разлома и кливаж течения, которые в общей форме были показаны Ван Хайзом и Лизсом. К первой группе обычно относятся несколько морфологических разновидностей этих структурных деформаций пород: кливаж разлома, скалывания, скольжения; во вторую группу включается только сланцевый кливаж (сланцеватость) и кристаллизационная сланцеватость.

Существенное различие указанных групп кливажа подчеркивается во многих специальных исследованиях (Клоос, 1958; Михайлов, 1957; 1964; Кириллова, 1962; Белевцев, Тохтуев, 1966), авторы которых отмечают, что граница между кливажем течения и кливажем разлома условна и далеко не всегда они могут быть выделены.

Не рассматривая детально истории развития взглядов о кливаже, необходимо все же отметить те представления, которые служат базой для всех современных исследований.

В 1893 г., несомненно, очень важные результаты в своих экспериментальных работах получил Беккер. По его мнению, сланцеватость (кливаж) образуется вдоль плоскостей максимального скалывания эллипсоида напряжения, которые ориентированы диагонально к направлению сжатия.

П. Фурмарье (Fourmarier, 1950) разделяет кливаж по глубинам его проявления (табл. 4) на пять разновидностей, тесно связанных между собой. Верхний и нижний фронт сланцеватости зависят от средней величины статической нагрузки, которая, по мнению П. Фурмарье, является обязательной для возникновения кливажа. Верхняя граница проявления кливажа в момент действия тектонических сил определяется им в 5—6 км.

Я. Н. Белевцев и Г. В. Тохтуев (1966) делят тектонический кливаж на три генетических типа: 1) кливаж, образующийся при складкообразовании; 2) кливаж, образующийся при разрывных дислокациях; 3) кливаж, образующийся при метаморфизме в результате перекристаллизации (кристаллизационная сланцеватость) и статической нагрузки на-

Зоны сланцеватости		
Зоны	Сланцеватость	Характер пород (в основном глинистого ряда)
Без сланцеватости	Локальная	Породы, обычно лишённые признаков метаморфизма: глины, аргиллиты
Верхний фронт сланцеватости		
Сланцеватости (кливажа разлома)	Региональная под углом к напластованию	Глинистые сланцы
Сланцеватости (кливажа течения)	Региональная под углом к напластованию, местами псевдосланцеватость	Сланцы аспидные
Нижний фронт сланцеватости		
Микроскладчатости	Локальная, реликтовая или же наложенная (ретросланцеватость)	Кристаллические сланцы, серицитовые, хлоритовые, даже слюдистые, а местами также аспидные
Листоватости		Гнейсы

легающих толщ (зоны П. Фурмарье). Все три типа тесно связаны взаимными переходами и не всегда могут быть выделены как самостоятельные.

Г. Д. Ажгирей (1956) предлагает термин «рассланцевание» для зон тектонических разрывных нарушений; А. Е. Михайлов (1957) — «приразломный кливаж».

Выделяются также структуры, подобные кливажу, образующиеся локально при диагенезе пород (Белевцев, Тохтуев, 1966) и под влиянием экзогенных процессов.

Одни исследователи считают кливаж и сланцеватость синонимами (Фурмарье, 1939; Пэк, 1939), для других это разные понятия (Михайлов, 1957; Кириллова, 1962). Наконец отдельные исследователи к кливажу относят также и тектоническую трещиноватость, создающую в породах параллелепедальную отдельность (Иванов, 1939; Белевцев, Тохтуев, 1966).

Существование разных точек зрения в этом вопросе объясняется тем, что для рассматриваемых внутренних деформаций пород мало изучена еще связь с региональными глубинными тектоническими структурами, которые, собственно, и вызывают их. Морфологических же признаков в проявлениях кливажа для классификации явно недостаточно, хотя в исследованиях их роль чрезвычайно велика.

Затруднения в проведении четкой границы между намеченными группами регионального кливажа объясняются большим внешним сходством отдельных его разновидностей. Интенсивно развитый сланцевый кливаж первой группы без специальных исследований неотличим от слабых проявлений сланцевого кливажа второй группы. Видимо, поэто-

Сопоставление основных разновидностей кливажа и тектонической трещиноватости горных пород

Генетические группы деформаций		Морфологические разновидности	Связь с определяющими тектоническими структурами и региональные формы проявления	Сопровождающие деформации	Отношение к слоистости	Узкий возраст образования на Урале
Кливаж	разлома	1 — Кливаж разлома (скалывания) 2 — Сланцевый кливаж (скольжения)	V и Λ-образные перекрещивающиеся системы кливажа в ороантиклиналях, устойчивость элементов залегания по простирацию	Складки скалывания, линейность пересечения, площадчатая линейность, будинаж слоев кулисный	Секущее	Верхний кембрий и нижняя пермь
	течения	1 — Послойная сланцеватость 2 — Секущая сланцеватость 3 — Кристаллизационная сланцеватость	Антиклинальные формы в кливаж-антиклиналях	Послойные и региональные складки течения, линейность течения и пересечения, будинаж слоев кулисный и четковидный	Параллельное в согласных крыльях и секущее в опрокинутых крыльях складок течения	Кембрий и средний карбон
Тектоническая трещиноватость	в складках изгиба	1 — Крутосекущие (нормальные) трещины скалывания и трещины отрыва 2 — Пологосекущие трещины скалывания 3 — Послойные трещины скольжения (отдельности)	Нормальное расположение к слоям в сводах и крыльях складок изгиба, ортогональная сетка в тектонических покровах	Параллелепipedальная отдельность слоев, линейности послойного проскальзывания	Секущее	Соответствует времени складкообразования
	приразломная	1 — Приразломные трещины с зеркалами скольжения 2 — Трещины оперения рубцовые (отрыва) 3 — Приразломное рассланцевание 4 — Глубинная трещиноватость (надразломная)	Продольное и поперечное расположение в зонах разломов: сдвигов, взбросов, надвигов и др.	Зоны дробления, милонитизации, приразломные складки изгиба, штриховки (линейность скольжения)	Секущее	Не устанавливается
	планетарная	Крутопадающие трещины скалывания	Ортогональная сетка, согласная с глобальной системой сдвигов	Параллелепipedальная отдельность слоев	Секущее	Различается по ориентировке в толщах пород разного возраста

му многие авторы (Пэк, 1939; Ноеррепер, 1956; Fourmarier, 1950, 1953, 1956; Ситтер, 1960; Паталаха, 1968; Нилл, 1963) не обособляют эти группы кливажа и все его разновидности рассматривают как различные по интенсивности формы одной и той же непрерывной деформации.

Исследования систем регионального кливажа, проведенные автором на Урале, позволили выявить определенную связь рассматриваемых групп его с характерными региональными тектоническими структурами. Ранее уже неоднократно подчеркивалось (Плюснин, 1964, 1967, 1970), что региональный кливаж имеет две формы залегания: веерообразную и в виде очень крупных антиклиналей. Антиклинальные формы регионального кливажа описаны в общих чертах Уайтом и Джонсом (White-Jones, 1950), которые назвали их кливаж-антиклиналями (cleavage arc). Отчасти они показаны Шредером (Schroeder, 1958). Главнейшими структурными элементами их являются гнейсовые купола, составляющие ядра брахиформных поднятий. Подобные формы рассматриваются в работах П. Эсколы (Escola, 1949); Е. Вегмана (Wegman, 1935). Л. И. Сапогом (1971) они названы гнейсовыми складчатыми овалами. На крыльях кливаж-антиклиналей обычно развиты складки течения. Примеры таких складок рассмотрены А. А. Сорским (1952). Веерообразные структуры регионального кливажа освещались в работах П. Фурмарье (1939), Fourmarier (1953) и И. В. Кирилловой (1962).

Антиклинальная и веерообразная формы залегания систем регионального кливажа распространены по всему Уральскому складчатому поясу: системы кливажа разлома — в виде веерообразных структур, связанных с ороантеклиналями, глубинными орогенными поднятиями; а системы кливажа течения (кристаллизационная сланцеватость) — в виде кливаж-антиклиналей, региональных глубинных складок другого типа (см. табл. 3). В связи с указанной здесь зависимостью естественно напрашивается вывод о необходимости анализа систем регионального кливажа для картирования этих глубинных структур, прослеживания их внутри складчатых поясов, а также для выяснения истории и механизма формирования. Вполне понятно, что для таких целей эти деформации должны быть четко разделены между собой и отделены от тектонической трещиноватости и приразломного рассланцевания, которые нередко смешиваются с явлениями кливажа. Схема такого разделения приводится в табл. 5.

Одним из признаков регионального кливажа являются весьма своеобразные складчатые структуры — складки скалывания и складки течения. Эти складки обычно всюду сопровождают системы регионального кливажа и закономерно связаны с зонами проявления вышеупомянутых глубинных складок. Причем в кливаж-антиклиналях развиты складки течения, а в ороантеклиналях — складки скалывания. Таким образом, уже при самом общем сравнении свойств структур кливажа разлома и кливажа течения обнаруживается, что они существенно различаются по происхождению и формам проявления.

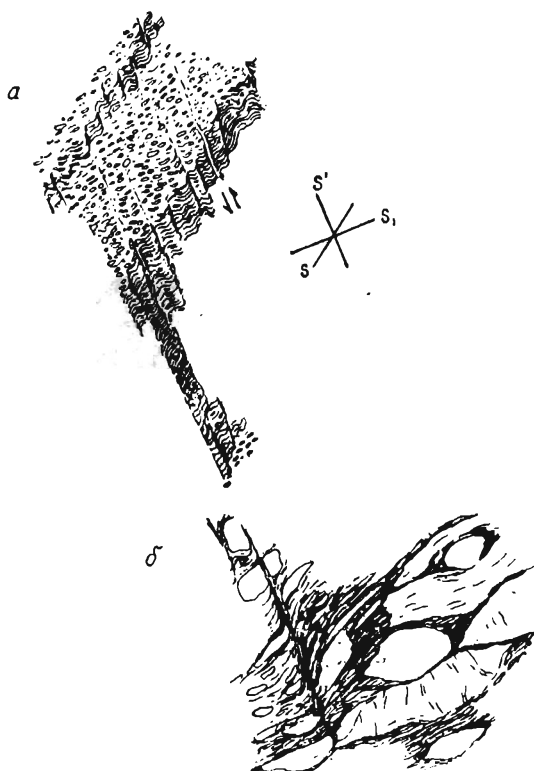
ГЛАВА 13. СТРУКТУРЫ КЛИВАЖА РАЗЛОМА

Общие свойства кливажа разлома

В этой группе кливажа при полевых исследованиях можно достаточно уверенно выделить две морфологические разновидности: кливаж скалывания, или собственно кливаж разлома, и кливаж скольжения, или сланцевый кливаж. Переход между указанными разновидностями

постепенен, и поэтому разделение производится в зависимости от интенсивности дислокаций пород, степень которой определяется на глаз. Сущность же их одна — переориентировка минералов и зерен горных пород в соответствии с направлениями действующих в земной коре региональных скалывающих тектонических напряжений. Вследствие таких напряжений в породах развиваются очень правильные поверхности скалывания, вдоль которых образуются кливажные трещины, отдельности. Эти нарушения распространены в виде очень частой сетки почти параллельных тонких сколов, обычно всегда прерывистых и кулисно примыкающих один к другому.

Первое и основное свойство трещин кливажа разлома заключается в том, что они всегда занимают секущее положение по отношению к слоистости деформированных толщ пород и в то же время не зависят от наклона этой слоистости. Далее, поверхности кливажа разлома, как правило, крутопадающие (если не подверглись более поздним нарушениям) и наклонены к линии горизонта под углом от 40 до 50°. Благодаря большой частоте трещин кливажа порода расчленяется на тонкие линзовидные пластинки, названные Ситтером микролитонами (фиг. 62).



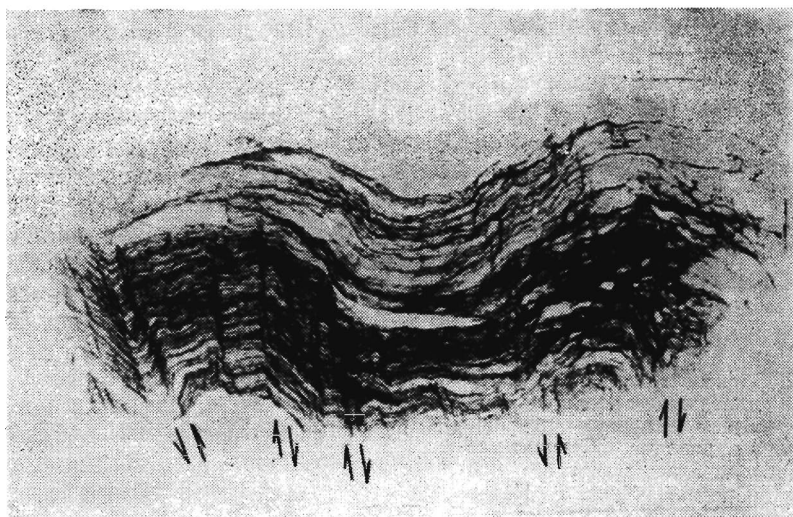
Фиг. 62. Зарисовка шлифа с проявлениями кливажа, секущего слоистость (S); S₁ — кливаж течения; S' — кливаж разлома. Серицит-хлорит-кварцевые сланцы верхнего протерозоя (Средний Урал, г. Первоуральск, Динасовый карьер).

На рисунке видны микролитоны, в которых по загибам ранней сланцеватости вдоль кливажа разлома видна взбросовая составляющая. Амплитуда смещений по кливажу 0,2—0,8 мм. Увеличение рисунков: а — в 5, б — в 50 раз.

Разделение кливажа разлома по интенсивности только на указанные выше две категории позволяет классифицировать эти деформации непосредственно в поле. Если различаются визуально отдельные поверхности кливажа, ограничивающие четко выраженные микролитоны, то структуры эти следует относить к кливажу разлома (скалывания); если в породе на глаз определяется только ориентированная текстура — к кливажу скольжения (сланцевому). В последнем случае микролитоны уже не видны простым глазом, но выявляются под микроскопом. Порода имеет сланцевую текстуру, и местами деформация целиком приобре-

тает межзерновой характер скольжения (интергранулярные сдвиги). При этом расстояния между поверхностями скольжения здесь определяются средними размерами зерен пород. Таким образом, хотя визуально в общем можно улавливать указанную границу в степени деформации пород, она все же условна.

При изучении кливажа разлома в поле обычно в первую очередь выясняется отношение его к слоистости пород. При этом определяются так называемые S-образные структуры, связанные с кливажем. Их возникновение объясняется тем, что в результате смещения пород по поверхностям кливажа, вблизи самих сместителей в каждой неширокой зоне влияния смещения за счет трения частиц создаются условия для передачи скользящего движения. Поэтому более ранние текстурные элементы (слоистость, сланцеватость), пересекаемые кливажем, подворачиваются на границах микролитонов и испытывают деформацию изгиба (фиг. 62, 63). Такие развороты всегда закономерны и отражают направления относительных смещений микролитонов. По ним хорошо определяется знак движения — взбросовый или сбросовый в вертикальном сечении и левый или правый (сдвиговый) — в горизонтальной плоскости.



Фиг. 63. Кливаж разлома и складки скалывания с характерными S-образными изгибами слоистости и совпадающей с ней сланцеватости в хлорит-кварцевых сланцах нижнего карбона. Видны сбросовые и взбросовые составляющие движения (Брединский район, Южный Урал).

Истинное направление смещений выясняется только в непосредственной близости к сместителям (поверхностям кливажа), так как в средней части микролитонов общий разворот деформированной слоистости (сланцеватости) может происходить в противоположную сторону. Но этот разворот обусловлен не скольжением по поверхности кливажа, а смятием, изгибом слоев (сланцеватости) между смежными трещинами, ограничивающими микролитоны, и происходит в результате их местного сближения. Очень часто внутри микролитонов полосчатость развернута в общем по отношению к недеформированной полосчатости так, что создается впечатление сбросового движения. Однако вблизи самих поверхностей скольжения завороты полосчатости отражают взбросовую состав-

ляющую. Оба эти элемента деформации фиксируются отдельно, поскольку они имеют существенно разное значение.

Изучение указанных элементов кинематики на значительных пространствах западного склона Урала позволило установить, что в случае проявления кливажа, не осложненного складками скалывания, определяется только взбросовая составляющая движения (фиг. 64). На фотографии видна складка, западное и восточное крылья которой осложнены S-образными изгибами со взбросовыми знаками вращения слоев. Исключения из этого правила в виде чередования взбросовой и сбросовой составляющих движения всегда связаны с зонами развития складок



Фиг. 64. Проявление кливажа разлома в пределах одной полной складки скалывания в кварцитовидных сланцах верхнего протерозоя. На фоне складки видна общая взбросовая составляющая движения по кливажу разлома с S-образными изгибами слоев как в западном крыле антиклинали, где в складках скалывания обычна сбросовая составляющая, так и в восточном ее крыле (р. Сакмара, Южный Урал).

скалывания и только изредка приурочены к местам опрокинутого залегания поверхностей кливажа. В опрокнутом залегании кливаж имеет выдержанную сбросовую составляющую. В случае интенсивного развития складок скалывания наблюдается многократное, иногда очень частое, чередование вкрест простирания сбросовой и взбросовой составляющих при переходе с одного крыла складки на другое.

Наряду со взбросовыми движениями в структурах кливажа разлома обычна также и сдвиговая составляющая, для которой определяется левосторонний характер смещений, типичный для Уральского складчатого пояса (фиг. 65).

Отличительным свойством систем кливажа разлома, как региональных структур, является устойчивость элементов залегания, особенно простирания, на расстояниях, измеряемых нередко многими сотнями километров, и в зонах довольно большой ширины. Указанная особенность отмечается рядом исследователей и для других складчатых поясов (Кириллова, 1949; Ажгирей, 1956; Ситтер, 1960; Fourmarier, 1950). Кливаж

разлома при этом имеет выдержанное простирание, не зависящее от изгибов толщ пород, связанных с иными видами деформаций. Это обстоятельство, а также значительная ширина зон с одинаковым наклоном кливажа (до 20—40 км) позволяют прослеживать структуры по сравнительно редким пересечениям (фиг. 66). В таких структурах западный кливаж (по направлению падения) закономерно чередуется вкрест простирания с восточным. Пересечения и стыки этих по-разному падающих

дислокаций рассматриваются (Плюснин, 1967, 1970) как V- и Δ -образные (веерообразные) структуры регионального кливажа разлома (буква V латинская нормальная и перевернутая). В V-образных структурах зоны с восточным падением кливажа разлома резко, без постепенных переходов, сменяются вкрест простирания зонами с западным падением кливажа, причем в обоих крыльях кливаж простирается под одним азимутом (фиг. 67).

Структуры Δ -образного сочленения кливажа отличаются от V-образных тем, что в них трещины одной системы пересекаются. Зоны таких пересечений имеют разную ширину, иногда измеряемую многими километрами. В таких случаях можно наблюдать, как по кливажу разлома с западным направлением падения испытывает взбросовые смещения кливаж того же возраста (позднепалеозойский), но более ранней генерации и с восточным направлением падения. Таким образом, в системах кливажа одного возраста следует различать структуры разной генерации, последовательно и закономерно наложенные одна на другую. Простирания западного и восточного кливажа в Δ -образных стыках обычно резко различаются, и это также является признаком таких сочленений.

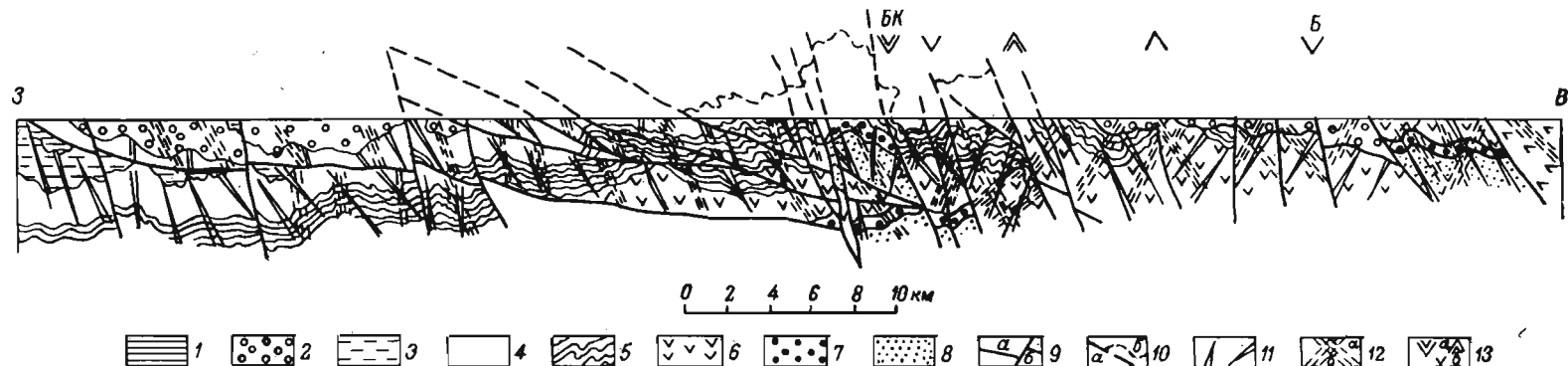
Возраст систем регионального кливажа разлома

Определение возраста систем кливажа разлома имеет важное значение для структурного анализа, и на нем следует остановиться особо. Для выяснения возрастных соотношений региональных систем кливажа разлома с другими типами дислокаций пород рассмотрим общепалеозойские региональные структурные и стратиграфические несогласия, связанные с предордовикскими, а также с позднепалеозойскими орогенными движениями. Превосходными объектами для изучения такого несогласия между нижним ордовиком (тельпоской свитой) и протерозоем являются обнажения с плотным контактом этих образований на р. Улс (вблизи пос. Золотанка) и на водоразделе рек Пеля и Цепел (фиг. 68, 69). Здесь хорошо видно, что развитая в палеозойских породах система кливажа разлома продолжается и вниз по разрезу через контакт в протерозойские образования без изменения элементов простирания и падения. Но в протерозойских породах эта заведомо палеозойская система пересекает другую, более раннюю систему кливажа разлома, которая обрывается на контакте с ордовиком.



Фиг. 65. Медкие угловатые складки скальвания в плане слоев (г. Теплая, район пос. Билимбай, Средний Урал).

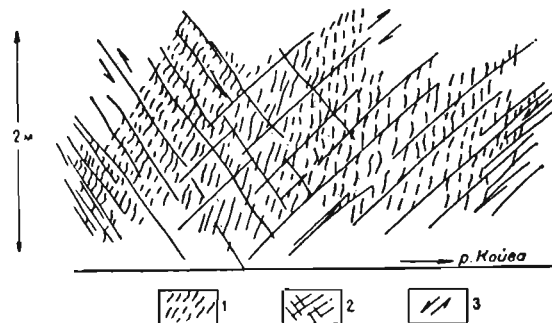
1 — формы складок в изогипсах; 2 — оси складок; 3 — кливаж разлома, связанный со складками скальвания и сдвиговой составляющей (на основании эшелонированного расположения осей складок).



Фиг. 66. Системы веерообразного кливажа разлома в широтном профиле вдоль долины р. Усвы.

Палеозойские образования: 1 — среднедевонские; 2 — ордовикско-силурийские. Верхнепротерозойские образования: 3 — сыльницкая серия; 4 — серебрянская серия; 5 — усвинская и федотовская свиты; 6 — щегровитская и колпаковская свиты; 7 — осянская свита; 8 — синегорская свита; 9 — разрывные нарушения: а) надвиги и шарьяжи, б) взбросы; 10 — воздушные трассы контактов: а) тектонических, б) подошвы серебрянской серии. Системы кливажа разлома: 11 — кембрийского возраста; 12 — позднепалеозойского возраста: а) восточный кливаж (поздний), б) западный кливаж (ранний); 13 — V-образная и Λ-образная формы стыков систем кливажа разлома: а) кембрийского, б) позднепалеозойского.

Антиклинории: БК — Басего-Кваркушский; Б — Бисерский.

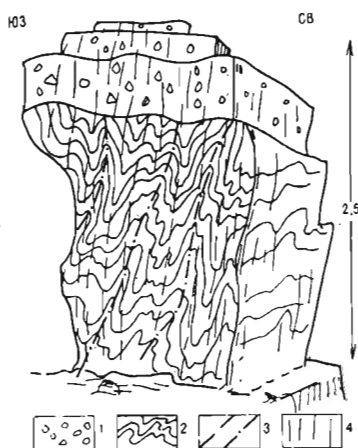


Фиг. 67*. V-образная форма стыка позднепалеозойской системы кливажа разлома в графито-кварцевых сланцах федотовской свиты на правом берегу р. Койвы в 1,2 км ниже пос. Бисер, в осевой зоне Бисерского веерообразного антиклинория.

1 — ранняя кембрийская система кливажа разлома; 2 — кливаж разлома; 3 — направление относительных смещений по трещинам кливажа разлома.

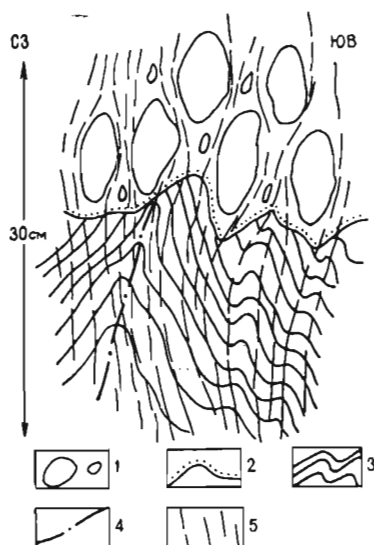
* На этом и на всех последующих мелкомасштабных рисунках кливаж изображен схематично, только его направление.

В обнажениях по р. Язьве, в 25 км к западу от цепельского разреза, виден несогласный контакт верхнеордовикских отложений с породами сыльвицкой серии, относящейся (Младших, Аблизин, 1967) к позднему докембрию. Кливаж разлома в ордовикских отложениях отсутствует. В породах же сыльвицкой серии проявляется только одна система кливажа разлома, обрывающаяся на контакте с ордовиком. С этой системой кливажа также связаны складки скалывания, «головы» которых срезаются на контакте. Возраст структурного несогласия в этом разрезе тот же,



Фиг. 68. Структурное несогласие между конгломератами тельпосской свиты нижнего ордовика и серицит-хлорит-кварцевыми сланцами верхнего протерозоя. Водораздел рек Пеля и Цепел.

1 — конгломераты тельпосской свиты; 2 — серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 3 — кембрийский кливаж разлома; 4 — позднепалеозойский кливаж разлома.



Фиг. 69. Деталь контакта к фиг. 68. Контакт между серицит-хлорит-кварцевыми сланцами верхнего протерозоя и тельпосскими конгломератами нижнего ордовика.

1 — галька кварца; 2 — линия контакта; 3 — метаморфическая полосчатость (реликты слоистости); 4 — кембрийский кливаж разлома; 5 — позднепалеозойский кливаж разлома.

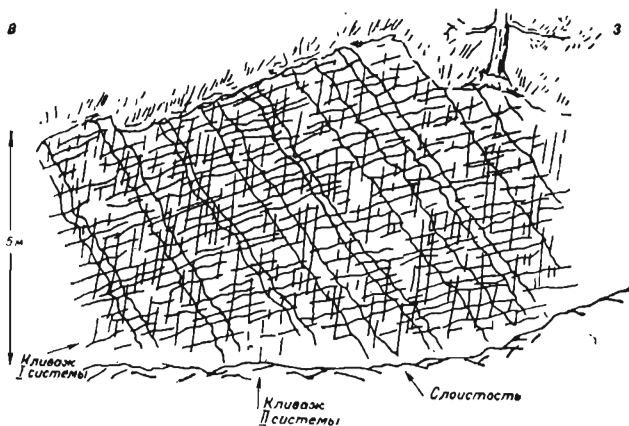
что на Цепеле, только стратиграфический интервал его здесь более узкий и приходится в основном на кембрий.

Доордовикские породы, представленные серебрянской и сыльвицкой сериями, с одной системой кливажа разлома, прослеживаются от р. Язьвы далеко на юг в меридиональном направлении широкой полосой. В ее пределах некливажированные палеозойские отложения (лудловские слои на р. Кадь, такатинские песчаники среднего девона на рр. Косье, Усьве, Серебрянке, Чусовой) несогласно перекрывают породы сыльвицкой серии, которые несут одну систему кливажа разлома. На всем этом расстоянии, начиная от р. Язьвы на севере до пос. Билимбай на юге (около 400 км), элементы залегания кливажа разлома остаются выдержанными, образуют одну непрерывную структуру. Отсюда и возраст этой системы во всех пунктах рассматриваемой полосы следует считать одинаковым — доордовикским или, точнее, средне-верхнекембрийским.

Самая поздняя система кливажа разлома на Урале пересекает все

доордовикские отложения, кембрийскую систему кливажа и палеозойские породы до нижнепермских включительно. Эта система наблюдается в естественных разрезах на Южном, Среднем, Северном и Приполярном Урале. Она прослеживается по материалам съемок и далее на север до оконечности хребта Пайхой, т. е. по простиранию более чем на 2200 км. На всем этом протяжении рассматриваемая система имеет одинаковые структурные признаки и одно возрастное положение.

Разновозрастность систем кливажа разлома в отдельном обнажении (фиг. 70) устанавливается на том основании, что одна из них пересекает другую со смещением и деформацией ранней кливажной структуры. Разные системы в разрезе обычно имеют самые различные углы пересечения, которые незакономерно меняются от пункта к пункту. Кливажи одной системы (одновозрастные, но разных генераций) в V- и Δ-образных зонах пересекаются под углами 70—90°, которые очень устойчивы.



Фиг. 70. Проявление двух разновозрастных систем кливажа разлома в песчаниках и алевролитах татинской свиты (Средний Урал, р. Серебрянка).

I — система кембрийского возраста; II — система позднепалеозойского возраста (с восточным падением).

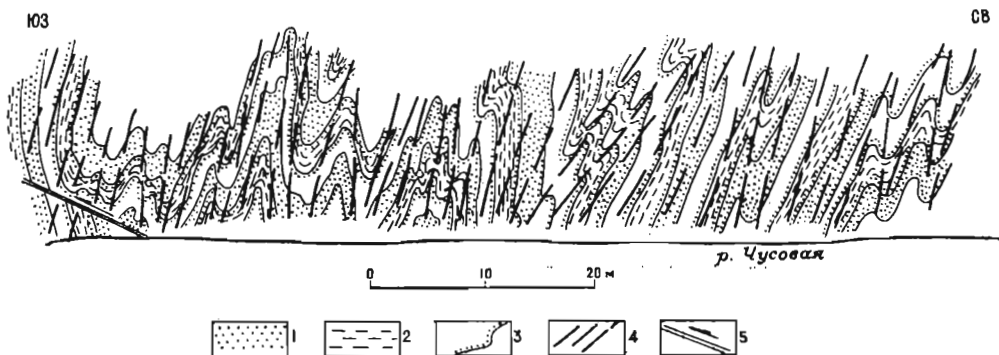
Другой способ определения возраста кливажа основан на изучении дислокаций в обломках переотложенных пород. Например, в обломках кремнистых сланцев, составляющих значительную долю терригенного материала пермских песчаников и конгломератов (Приполярный Урал), внутри отдельных галек радиолярии часто бывают все расплющены по кливажу разлома, но по-своему в каждой гальке. Это свидетельствует о том, что в Лемвинской зоне среднепалеозойские кремнистые сланцы были уже кливажированы перед размывом — в допермское время. В пределах этой зоны система регионального кливажа разлома имеет устойчивые восточные падения на всем ее протяжении; она одинаково развита в породах силура, девона и пермокарбона (кечпельской свите). Следовательно, возраст дислокаций кливажа разлома, наблюдаемых в гальках пермских пород, — ниже-верхнепермский (позднепалеозойский).

Подобный же возраст рассматриваемой системы кливажа устанавливается и для южных частей Урала. Так, в районе пос. Михайловского (Средний Урал) в нижнепермских (артинских) конгломератах найдены гальки палеозойских пород с типичными проявлениями кливажа разлома, который равным образом развит во всем разрезе палеозоя до нижнего карбона включительно.

Из сказанного следует, что описанные системы кливажа разлома образовались в сравнительно короткие отрезки времени, равные одному геологическому веку. В связи с этим становится очевидным важное значение деформаций кливажа разлома для возрастной корреляции пересекаемых ими пород и тектонических структур.

Положение кливажа разлома в складках изгиба

Во многих работах, посвященных вопросам структурной геологии, проводится мысль о том, что кливаж разлома является следствием изгибания пластов в складки. Вопрос о положении кливажа разлома в складках изгиба часто решают исходя из их геометрических соотношений, обычно весьма закономерных. На этой основе построены известные теоретические схемы образования кливажа (Fourmarier, 1950, 1956a; Ситтер, 1960; Пэк, 1939; Ажгирей, 1956). Однако существуют обширные складчатые зоны, в которых складки не имеют кливажа осевой плоскости. В связи с этим некоторые исследователи (Ажгирей, 1956; Клоос, 1958; Ситтер, 1960; Паталаха, 1967) предполагают, что кливаж развивается лишь после достижения складками значительной степени сжатия. Но и это объяснение нельзя считать удовлетворительным, так как аналогичные формы кливажа развиваются в толщах пород со слабой складчатой структурой. Совершенно справедлива критика взглядов П. Фурмарье со стороны М. Г. Рюттена (Rutten, 1955, 1956), который обратил внимание на то, что сланцеватость осевой поверхности моложе основной складчатости и не связана с ней.



Фиг. 71. Складки скалывания в сыльницкой серии по кембрийской системе кливажа разлома, наложенной на опрокинутое крыло складки изгиба. Западный склон Среднего Урала. Левый берег р. Чусовой, д. В. Ослянка.

1 — песчаники средиезернистые; 2 — песчаники и алевролиты; 3 — алевролиты и глинистые сланцы; 4 — ориентировка кливажа разлома в складках скалывания; 5 — надвиговые поверхности.

Складки изгиба в наиболее совершенной форме широким поясом расположены вдоль западного склона Урала почти с одинаковой интенсивностью как в протерозойском, так и палеозойском структурных этажах. Системы кливажа разлома (в особенности позднепалеозойская) распространены здесь только в восточной части этого пояса. Следовательно, и в плане позиции зон регионального кливажа разлома и складчатых поясов между собой не совпадают.

Общее простирание систем кливажа разлома большей частью близкое к меридиональному, т. е. почти согласное с направлениями осей складчатых структур. Однако в каждом конкретном случае, как правило,

имеют место существенные расхождения между кливажем и осями складок изгиба.

Хорошей иллюстрацией к сказанному является складчатая структура, видимая в обнажениях пород сыльвицкой серии на левом берегу р. Чусовой против д. Верхне-Ослянка (фиг. 71). Песчаники и алевролиты здесь четко ритмичные; благодаря чему непрерывно на всем обнажении верх и низ слоев, так же как и общее падение всей толщи на запад, устанавливаются совершенно определенно. Поэтому изображенную на рисунке структуру можно объяснить тем, что кливаж здесь был наложен на одно крыло (моноклиналь) крупной, ранее существовавшей складки изгиба с крутым и даже частично опрокинутым на запад крылом. Вследствие этого угол встречи кливажа и слоистости резко менялся на коротком расстоянии, а осложняющие мелкие складки скалывания формировались с правым и левым рисунками. (В правом рисунке слои в изгибе при переходе с длинного крыла на короткое поворачивают вправо, в левом — наоборот).

Антиклинальное ядро рассматриваемой крупной структуры обнажено на правом берегу р. Чусовой ниже д. Верхне-Ослянка. Кливаж пересекает ее шарнир по диагонали, резко отклоняясь вправо, т. е. не имеет никакого отношения к осевой поверхности складки.

Складки изгиба на Урале формировались в разные периоды протерозойской и палеозойской истории. Доказательство этому — многочисленные местные угловые несогласия между толщами пород на разных стратиграфических уровнях. Этот факт свидетельствует о том, что значительная часть складок изгиба и по времени не связана с кливажем разлома, который, как известно, образуется в кратковременные эпохи.

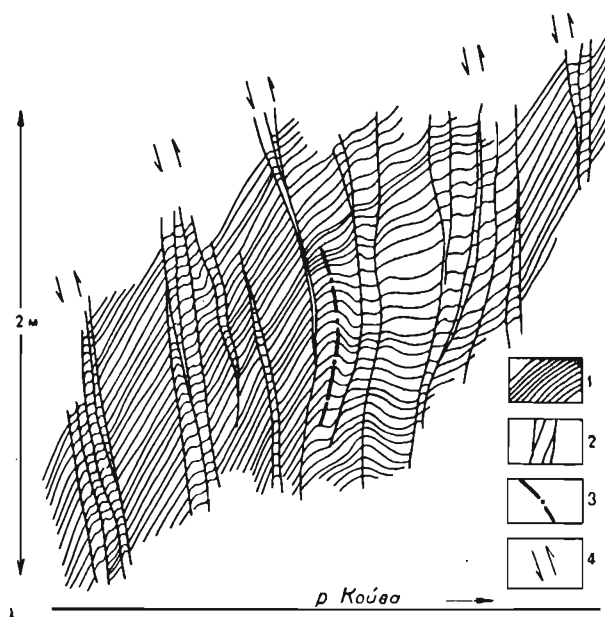
Таким образом, наблюдения показывают, что кливаж разлома и сопровождающие его складки скалывания всегда наложены на складки изгиба, т. е. генетически не связаны с ними, и поэтому относить их к одному типу структур нельзя.

Складки скалывания

Наиболее характерной структурной деформацией, связанной с кливажем разлома, является мелкая складчатость скалывания, которую можно наблюдать почти во всех кливажированных толщах пород. *Отличительным признаком любой складки скалывания является закономерно ориентированная в ней система кливажа разлома, совпадающая в общем случае с ее осевой поверхностью и занимающая всегда секущее положение к слоям в обоих крыльях структуры.* Система кливажа и сопровождающие ее элементы кинематики (смещения и завороты слоев, сланцеватости) показывают, что рост складки вдоль оси *A* и образующееся при этом искривление слоев происходит за счет скалывания пород по очень сближенным поверхностям скольжения. Эти вторичные складчатые нарушения часто осложняют крылья крупных складок изгиба. Поэтому их называют также складками волочения, течения, скольжения. Механизм образования названных складок рассматривается в ряде работ (Войновский-Кригер, 1948, 1966; Кириллова, 1949; Клоос, 1958а; Пэк, 1939; Гончаров, 1963; Fourmarier, 1953, 1956; Паталаха, 1968), и тем не менее все еще остаются неизученными и малопонятными отдельные весьма важные стороны происхождения этих структур.

Для изучения механизма образования мелкой складчатости особенно благоприятными представляются нарушения, находящиеся в начальной стадии развития, — эмбриональные формы. В таких складках, не осложненных поздними дислокациями, скорее можно определить связан-

ные только с ними элементы кинематики, а также ориентировку основных сил, которые вызывают их появление. По редким трещинам кливажа разлома слоистая текстура и ранняя сланцеватость пород нарушены только там, где они очень сближены (фиг. 72). В этих местах образуются характерные S-образные мелкие изгибы слоев или сломы их, по которым определяется взбросовое направление движения. Там, где трещины кливажа сравнительно редки, слои образуют складки, плавно затухающие вверх и вниз по разрезу, в пределах микроблоков, ограниченных поверхностями сместителей (трещинами кливажа). Хорошо видно, что



Фиг. 72. Эмбриональные складки скалывания в песчаниках и сланцах федотовской свиты (верхний протерозой). Левый берег р. Койвы, в 1,4 км ниже устья р. Малая.

1 — слоистость и близкая к ней ранняя сланцеватость; 2 — позднепалеозойский кливаж разлома; 3 — осевая поверхность складки изгиба; 4 — направление относительных смещений по трещинам кливажа разлома.

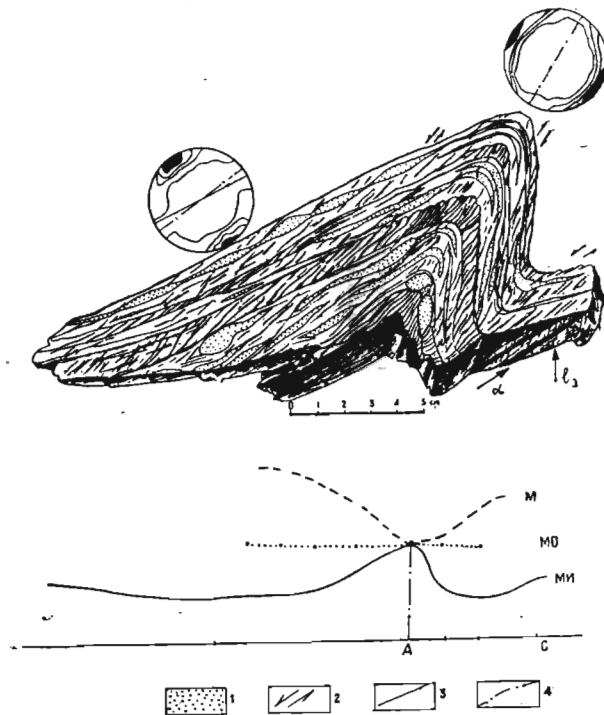
даже в зонах сплошного развития кливажа разлома такие мелкие складчатые формы, отчетливо контролируемые трещинами кливажа, образуют только локальные деформации. Местный характер этих складчатых деформаций устанавливается и в региональном плане, так как распространены они далеко не во всех случаях, где имеется кливаж разлома. Из сказанного следует, что для развития описываемых складок необходимо сочетание каких-то факторов. Известно, что наиболее благоприятны для формирования мелких складок мелкозернистые и яснослоистые разности пород, так как в них легко происходят межзерновые (интергранулярные) сдвиги зерен, которые сопровождаются частичной их перекристаллизацией.

Складчатость начинает развиваться внутри отдельных ограниченных кливажными поверхностями мелких блоков (микролитонов) и прежде всего в тех местах, где формы этих поверхностей неправильные, извилистые. Такая постоянно наблюдаемая связь свидетельствует о том,

что форма трещин, определяющая траектории движений отдельных микролитов и их пакетов (кливажных линз), также играет очень важную роль в формировании складчатых нарушений. Более того, хорошо известно, что при смещении блоков вдоль изогнутых трещин происходит превращение движений, ориентированных продольно, в движения, поперечные к ним. В изгибах и выступах смежных блоков,двигающихся навстречу друг другу, создаются местные зоны дополнительного упругого сжатия, а в промежутках между ними вдоль тех же трещин появляются зоны относительного растяжения. При длительном существовании такого неравномерного поля упругих напряжений постепенно в породах развивается пластическая деформация различной интенсивности. В соответствии с действующим полем напряжения эта деформация совершается в форме пластических перемещений вещества вдоль кливажа разлома из участков, подверженных напряжению сжатия, в участки ослабленного давления или растяжения. Существование упруго-пластической формы движения во всем этом процессе устанавливается по наличию в породах одновременно развившихся пластических нарушений в виде обычных изгибов слоев и переориентированных зерен, а также хрупких деформаций — в виде прерывистых трещин кливажа.

В местах проявлений складок скалывания характер относительных смещений микролитов существенно отличается от вышеописанных региональных взбросовых смещений. В каждой отдельной складке эти смещения хорошо устанавливаются в сечении *АС*: на одном крыле они левосторонние, а на другом — правосторонние, т. е. обычно в одном случае взбросовые, в другом — сбросовые (фиг. 73). Такое закономерное расположение элементов смещений по кливажу разлома относительно осевых поверхностей складок отражает неравномерное движение вещества в сечении *АС*, в результате чего происходило разворачивание слоев в направлении движения микролитов. Вторичное происхождение этих переменных смещений и связь их с формированием складок скалывания устанавливаются на основании того, что в отдельно взятых крыльях нередко можно видеть вместе как сбросовые (наложенные), так и противоположные им взбросовые перемещения, среди которых последние являются реликтом региональной составляющей. Переменные направления скольжения микролитов в отдельных крыльях подобных складок отмечает Гонсалес-Бонорино (1963), Н. П. Семенов (1946). Эти факты в известной мере также подтверждают вывод о том, что складки скалывания по отношению к кливажу разлома вторичны, хотя и развиваются одновременно с ним.

Обычным для поверхностей кливажа разлома является заметное изменение их углов наклона, т. е. в целом эти нарушения имеют извилистые формы, а пучки кливажа — линзовидные очертания (фиг. 74). При этом оказывается, что такие кливажные линзы располагаются закономерно относительно элементов складок. В каждой отдельной кливажной линзе вверх по направлению сближения поверхностей кливажа симметрично к ее оси *А* развивается антиклинальная структура, а в нижней части этой линзы около той же оси и также симметрично — синклинальная структура. Наблюдаемые элементы смещения слоев в каждой из этих структур типичны для складок скалывания. Поэтому внутри отдельной линзы вдоль оси *А* при переходе из антиклинальной части в синклинальную по одной и той же поверхности кливажа происходит смена правосторонних смещений на левосторонние, и наоборот. Средняя часть линзы, в которой видимые смещения отсутствуют, дислоцирована менее всего, т. е. складки здесь слабые. Обнаруживается также, что ось *А* линзы кливажа не совпадает с осевыми поверхностями отдельных складок, т. е. по-



Фиг. 73. Складка скалывания в слюдисто-хлорито-кварцевых сланцах верхнего протерозоя (Теплая гора, район г. Первоуральска, Средний Урал). Виден послойный сланцевый кливаж и будинаж вдоль него кварцевых прожилков. Кливаж разлома пересекает слоистость и раннюю послойную сланцеватость. На поверхности ранней сланцеватости S_1 наблюдается линейность течения α и линейность пересечения I_3' .

Обозначения:

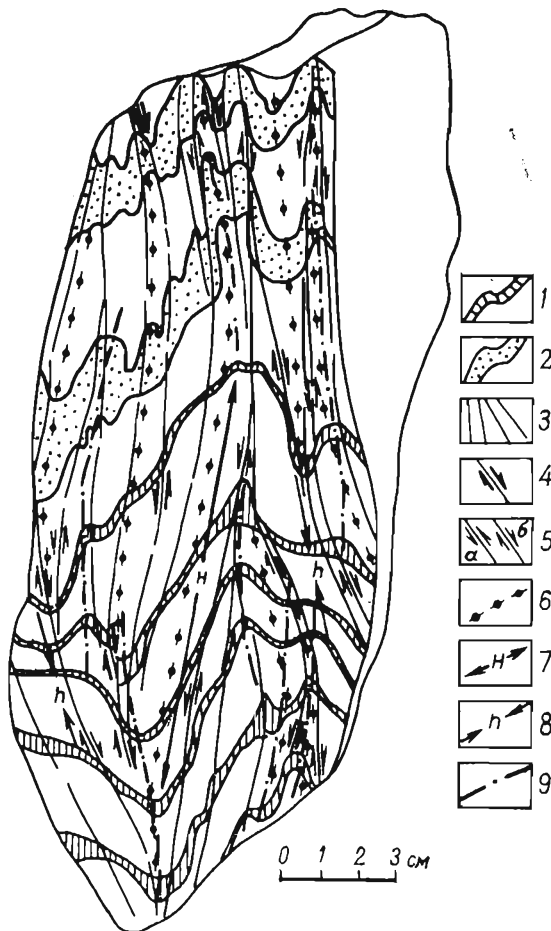
к рисунку: 1 — будинированные кварцевые прожилки; 2 — направление относительных смещений по кливажу разлома; 3 — ориентировка слоистости в шлифах; 4 — статистически установленное положение секущего кливажа разлома по биотиту. Слабо выраженный пояс в крыле и более отчетливый в замке показывает ориентированность слюды параллельно слоистости;

к графику изменения мощностей слоев: МИ — истинная мощность; МО — параллельная осевой плоскости; М — параллельная кливажу разлома; А — антиклиналь; С — синклиналь.

следние располагаются кулисно и под острым углом к поверхностям кливажа.

Таким образом, симметричное смещение вещества в складке скалывания происходит не вдоль ее осевой поверхности, а согласно с плоскостью AB линзы кливажа. В этом же направлении (по оси A) закономерно изменяются мощности слоев: между противоположно направленными изгибами слоев они увеличены (H) и, наоборот, в местах встречного выклинивания линз кливажа, где изгибы направлены навстречу друг другу выпуклыми

сторонами, резко уменьшены (h). В целом структура складок скалывания в пачке слоев, если рассматривать ее относительно линз кливажа, представляется как ритмичное чередование локальных раздувов и пережимов мощности слоев вдоль осевых поверхностей кливажных линз. Поскольку амплитуда «поднятий» таких складок скалывания (по оси A) образуется в конечном счете вследствие местных сокращений размеров микролитонов по оси C , то из этого следует, что перемещение вещества здесь в складчатых формах не выходит за пределы пространства серии сопряженных складок. В связи с этим можно сказать, что рассматриваемая складчатость является лишь особой формой местных компенсирующих перемещений пород в процессе формирования регионального кливажа разлома и поэтому, независимо от интенсивности складок, не отражает продольного сокращения слоев или переноса вещества параллельно земной поверхности в направлении действия стресса. Известные факты удлинения галек вдоль оси A иногда в 10—15 раз отражают не общее растяжение пород в одном направлении во всем разрезе деформируемой зоны за счет сжатия, а только локальное внутри отдельных линз кливажа.



Фиг. 74. Структурная схема складок скалывания в хлорито-кварцевых сланцах акбикской свиты (р. Сакмара, Южный Урал, образец 624).

1 — хлорито-кварцевые сланцы; 2 — кварциты; 3 — направление системы кливажа разлома. Относительные смещения слоев по трещинам кливажа; 4 — в форме скалывания слоев; 5 — в форме микроскопических заворотов слоистости и сланцеватости; 6 — оси a кливажных линз; 7 — раздувы мощности по кливажу вдоль оси a кливажных линз; 8 — пережимы мощности в этом же направлении между смежными кливажными линзами; 9 — ориентировка осевых поверхностей элементарных складок.

Независимость описываемых складчатых нарушений от продольного сокращения слоев часто можно наблюдать и в таких случаях, когда эти складки в направлении их осевых поверхностей вблизи контактов с жесткими пластами сначала распадаются на более мелкие, а затем вдоль самих контактов постепенно сглаживаются и полностью выравниваются. Но по другую сторону жесткого пласта проявляются аналогичные же складки скалывания с общей для данной складчатости ориентировкой системы кливажа и осевых поверхностей.

Как видно из вышеизложенного, в образовании складок скалывания значительную роль играют также деформации изгиба и пластического течения. Однако, несмотря на это, наиболее важный генетический признак описываемых структур — это элементы скалывания, почти согласные с осевыми поверхностями складок. Именно этим они отличаются от складок других генетических типов.

Графики изменения истинных мощностей слоев в складках скалывания отражают картину, характерную для складок подобного типа. В местах перегибов слоев мощности увеличены, а на крыльях уменьшены в общем достаточно симметрично относительно осевых поверхностей складок. Мощности слоев параллельно осевым поверхностям складок больше на крыльях и меньше в сводах, т. е. как в параллельных складках изгиба. В идеальных же складках подобного типа второго вида (см. фиг. 45—46) эти мощности постоянны на всей ширине изгиба (Ramsay, 1962).

Ороантиклинали и веерообразные системы кливажа разлома

При прослеживании систем кливажа разлома вкрест простирания обнаруживается, что осевые зоны V-образных структур кливажа совпадают с осевыми линиями крупных антиклинальных поднятий, имеющих размах крыльев до 60 км (см. фиг. 66). Оси Δ -образных структур, наоборот, совпадают с синклиналиями. В целом по отношению к осевым поверхностям антиклинорий кливаж разлома в вертикальном сечении располагается под углом, близким к 45° .

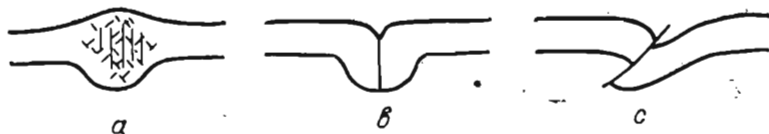
Соотношение кливажа смежных антиклинорий можно видеть в Δ -образных структурах, которые приурочены к синклинальным зонам. Западный кливаж здесь всегда наложен на восточный, т. е. выглядит относительно более молодым. С ним связаны складки скалывания, по которым передислоцированы элементы структурных деформаций восточного кливажа разлома. На западном склоне Среднего Урала подобные соотношения определяются в трех, расположенных одна западнее другой, Δ -образных структурах кливажа. Такая же последовательность в развитии структур позднепалеозойского кливажа разлома наблюдалась на Приполярном Урале (верховье р. Кожим), Южном Урале (Златоустовский и Белорецкий районы) и в Мугоджарах. Все это позволяет заключить, что региональные антиклинальные поднятия и сопровождающие их системы веерообразного кливажа развивались на позднепалеозойском орогенном этапе истории Урала не совсем одновременно. Каждая западная мегантиклинальная форма последовательно присоединялась к более ранней, восточной.

Значительная ширина зон Δ -образных пересечений в системе регионального кливажа разлома свидетельствует о том, что более поздние антиклинальные структуры частично наложены на ранние. В связи с этим структурная обособленность синклинальных зон зависит от того, насколько сближены или удалены оси смежных мегантиклиналей. Если они сильно сближены, то синклинальные формы между ними либо не раз-

виваются, либо слабо выражены. В местах значительного удаления их друг от друга между ними сохранились зоны, лишенные кливажа разлома. К таким зонам в современной структуре обычно приурочены наиболее значительные по размерам прогибы (Тагило-Магнитогорский синклиорий).

Время образования крупных антиклинальных поднятий на Урале совпадает с периодом бурного роста горных хребтов на всем протяжении складчатого пояса и особенно вдоль Центрально-Уральской зоны и западного склона Урала. Как известно из анализа современных складчатых орогенных систем, для хребтов орогенных эпох характерны линейные формы, ширина 30—40 км и длина, измеряемая многими сотнями километров. Основу хребтов образуют пологие антиклинальные поднятия большого радиуса — складки коры или глубинные складки (Ажгирей, 1956; Bucher, 1933; Шульц, 1948). В наложенном виде на ранее сформированной складчатой структуре складки коры создают очень рельефные формы, которые определяют особые черты структурного рисунка внутренних частей складчатых поясов Земли, и в современной структуре они называются антиклинориями и синклинориями.

Антиклинории с веерообразным кливажем представляют собой сложную сумму различных генетических типов складчатых и разрывных структур, обычно разновозрастных. Для их внутреннего строения характерно веерообразное расположение осевых поверхностей складок изгиба, опрокидывание в стороны от осевых зон поднятий, развившееся вторично в результате общего вращения слоев при взбросовых смещениях по системам кливажа (Плюснин, 1967, 1970). Такое же направление опрокидывания имеют осевые поверхности складок скалывания. Но они первично наклонные, так как кливаж разлома, вдоль которого они ориентированы, сразу формировался под углом около 45° к направлению главных тангенциальных сил.



Фиг. 75. Происхождение впячивания земной коры в представлении Бьюларда (а), Венинг Мейнеца (б) и Умбровга (с).

Наблюдаемые вдоль V-образных зон кливажа разлома взбросовые перемещения пород по своей кинематике аналогичны типичной схеме смещений в классическом эллипсоиде деформации. Поэтому поднятие антиклинориев и соответствующих им хребтов можно рассматривать как формирование одного (верхнего) квадранта удлинения эллипсоида (в сечении АС). Противоположный (нижний) квадрант удлинения, направленный внутрь земли, находится под современными горными системами в корнях гор в виде частичных прогибов границы Конрада или Мохоровичича. Кливаж разлома является принадлежностью лишь верхней части этого гигантского эллипсоида деформации, где одновременно развивается упругая и пластическая (упруго-вязкая) дислокация расплющивания земной коры. Поверхности кливажа при этом формируются вдоль плоскостей максимальных скалывающих напряжений эллипсоида деформации.

Схема образования впячивания (прогиба) подошвы земной коры и одновременного зеркально противоположного ему поднятия по прин-

ципу расплющивания была представлена Бьюлардом (Bijllard, 1936). Он доказывал, что пластическая деформация, ориентированная косо по отношению к тектоническому напряжению (фиг. 75), значительно более вероятна, нежели образование упругого вмячивания согласно схеме Венинг Мейнеца (V. Meinesz, 1932). Позднее Венинг Мейнец присоединился к точке зрения Бьюларда. Существует и третья точка зрения — Д. Умбgroва (1952), согласно которой деформирование земной коры происходит по поверхности глубинного надвига. Все эти механизмы образования глубинных структур имели место на Урале, но в разные периоды его развития.

Антиклинории с веерообразными системами регионального кливажа разлома и веерообразно расположенными на их крыльях складками — типичные образования орогенных складчатых систем; они выделяются в самостоятельный генетический тип глубинных тектонических структур — ороантиклинали.

ГЛАВА 14. СТРУКТУРЫ КЛИВАЖА ТЕЧЕНИЯ

Общие свойства кливажа течения и отличия его от кливажа разлома

Главные морфологические свойства кливажа течения хорошо известны; особенно отчетливо они выражены в породах, претерпевших глубокий региональный метаморфизм, который развит в центральных частях всех складчатых областей земного шара. В общем случае этот тип кливажа обусловлен плоскопараллельным расположением основной массы кристаллов. Рассматриваемая вторичная ориентировка зерен возникает одновременно с частичной или полной их перекристаллизацией, преимущественно в твердом состоянии. Основными факторами, вызывающими появление этих типичных текстур, являются: давление, высокая температура и ориентированное течение вещества под влиянием тектонических усилий. Такие процессы в складчатых поясах Земли захватывают крупные тектонические зоны и мощные толщи пород, в которых дислокации кливажа течения закономерно располагаются в виде крупных антиклинальных структур (кливаж-антиклиналей).

Кливаж течения представляет собой существенно пластическую деформацию горных пород, которая развивается в них первоначально в виде послойных сланцевых текстур. *При формировании кливажа течения с самого начала основной формой дислокации является пластическое движение вещества в виде межзернового (интергранулярного) скольжения, переходящего в течение внутризернового (интрагранулярного).* Течение внутризерновое происходит в форме трансляции и двойникования кристаллов либо в виде перекристаллизации их диффузионным путем. Перекристаллизация развивается вследствие деформации структуры породы и самих зерен, и благодаря этому формируются характерные для кливажа течения текстуры: сланцеватая, милонитовая, узловатая, очковая, свилеватая и т. п.

Следовательно, механизм образования деформаций в системе кливажа течения уже с самого начала существенно иной, чем в кливаже разлома. Это обстоятельство определяет и все основные структурные признаки, которые позволяют их различать. *Для кливажа течения характерно первоначально послойное развитие сланцеватых текстур, так как главным ориентирующим фактором движения здесь является слоистость. В кливаже разлома, наоборот, роль основного ориентирующего фактора движения вещества принадлежит вторично развившимся по-*

верхностям скалывания (скольжения), которые нередко выглядят как поверхности мелких разрывов и изначально всегда секут слоистость.

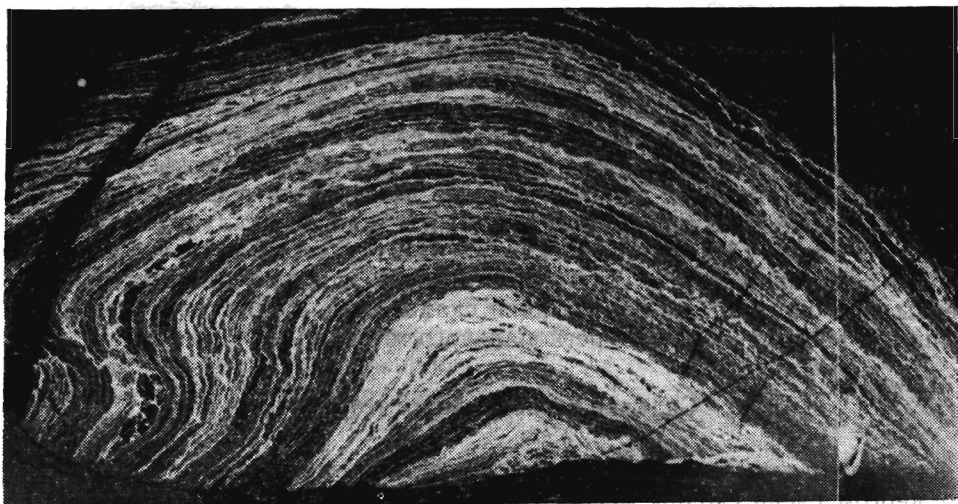
Такие общие признаки вполне достаточны для разделения кливажа разлома и кливажа течения в районах со слабыми дислокациями пород. Но в зонах со сложной складчатостью ими можно пользоваться только с учетом дополнительных данных, которые выявляются в связи с закономерным положением деформаций кливажа в типичных складчатых структурах. В таких случаях сами складчатые структуры превращаются в своего рода индикаторы. Для регионального кливажа разлома характерны уже описанные выше складки скалывания, а для регионального кливажа течения — складки регионального течения.

Складки регионального течения

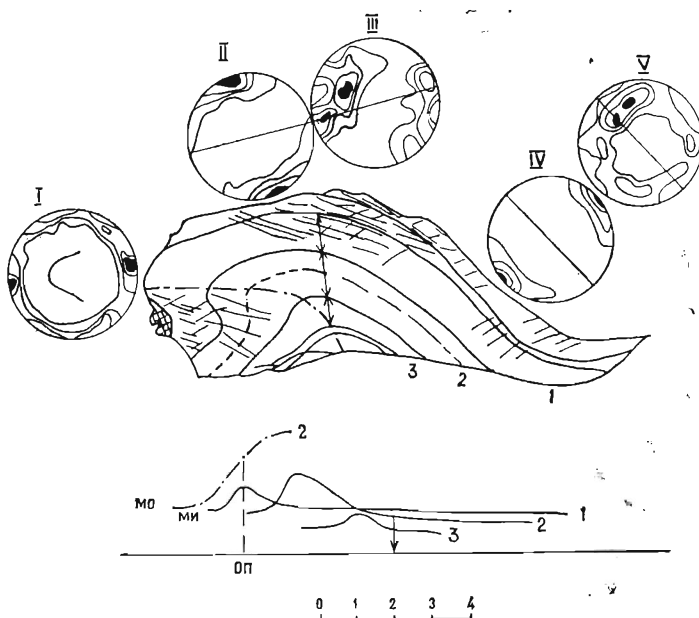
Складки течения, образованные в разных геодинамических условиях, во многом очень сходны между собой и поэтому даже в специальных курсах по структурной геологии не подразделяются (Белоусов, 1947; Хиллс, 1967). Складки течения в неметаморфизованных породах всегда внутрислойные и локальные, подчиненные контактам слоев или толщ пород и приуроченные к пластичным слоям. Эти формы рассмотрены выше, в главе 11. В метаморфических же комплексах наряду с внутрислойными широко развиты складки течения с непрерывным региональным планом течения. Они описывались рядом исследователей (Хорев, 1954; 1965; Судовиков, 1954; Сорский, 1952; Горлов, 1967; Дук, 1967; Елисеев, 1967; Хиллс, 1967), но определенного обозначения не имеют. В данном пособии они названы *складками регионального течения*, так как связаны генетически с системами регионального кливажа течения и неотделимы от него структурно, а также по времени формирования. Главным свойством их кинематики является интенсивное послойное, неравномерное по скорости течение пород, сопровождающееся развитием в них вторичных закономерно ориентированных текстур.

Складки регионального течения широко распространены среди осадочных и метаморфических комплексов пород в районах Приполярного, Северного, Среднего, Южного Урала и Мугоджар. В этих складках, если они развиты спорадически и имеют простые открытые формы, кристаллизационная сланцеватость всегда согласна со слоистостью-полосчатостью как в крыльях, так и в замках структур. Такие взаимоотношения устанавливаются в мелких, измеряемых метрами, и в крупных складках с амплитудой в несколько километров. В мелких дисгармоничных складках, заключенных между жесткими малодислоцированными слоями, изгибы слоистости-полосчатости вблизи ограничений деформированного пласта обычно плавно выполаживаются. При этом все очертания складчатой формы повторяются в ориентировке минералов, т. е. прослеживаются по кристаллизационной сланцеватости (фиг. 76), что видно по расположению слюды (I—II—IV) и кварца (III—V) на диаграммах, совмещенных с рисунком (фиг. 77).

В более резко выраженных изоклинальных и угловатых складках регионального течения наблюдается закономерное одностороннее опрокидывание их осевых поверхностей в сторону общего восстания толщи пород. *В таких складках течения крылья, совпадающие с общим наклоном толщи пород в региональной структуре, имеют кливаж течения, согласный со слоистостью или метаморфической полосчатостью, а противоположные им крылья, обычно опрокинутые, — кливаж несогласный, секущий слоистость.*

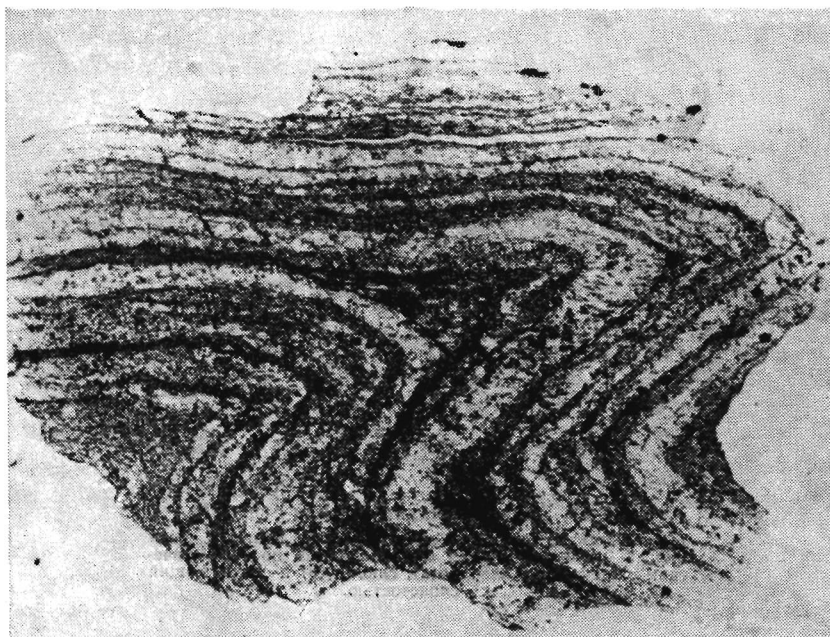


Фиг. 76. Складка послойного течения в графито-кварцевых сланцах Сысертско-Ильменогорского гнейсового комплекса с частичным опрокидыванием (фото шлифа, натур. вел., анализ складки на фиг. 77). Оз. Аргазы, Южный Урал.



Фиг. 77. Складка с фиг. 76. Данные микроструктурного изучения: по слюде S-тектониты в крыле (II, IV) и B-тектонит (пояс) в замке складки, показывающий обтекание свода слюдой (I). По кварцу (III, V) устанавливается направление линейности течения, которая хорошо видна в породе и визуально. Линейность эта расположена под углом к оси складки. Видны также две системы позднего кливажа разлома, пересекающиеся между собой. На графике изменения истинных мощностей (МИ) выявляется смещение максимума по верхнему слою влево; МО — мощность параллельно оси; ОП — осевая плоскость.

Микроструктурный анализ складки течения (фиг. 78, 79) показывает, что в согласном ее крыле статистические максимумы полюсов слюды (фиг. 79, диаграммы II, III V) ориентированы в соответствии со слоистостью, и оптические оси кварца (диаграммы I, IV, VI), совпадающие с кинематической осью α деформации, располагаются преимущественно вдоль слоистости. В своде антиклинали слюда образует некоторый пояс около оси B, отражающий ее разворот вокруг замка. Но в этом месте большое значение для структурного анализа имеет деформация пере-

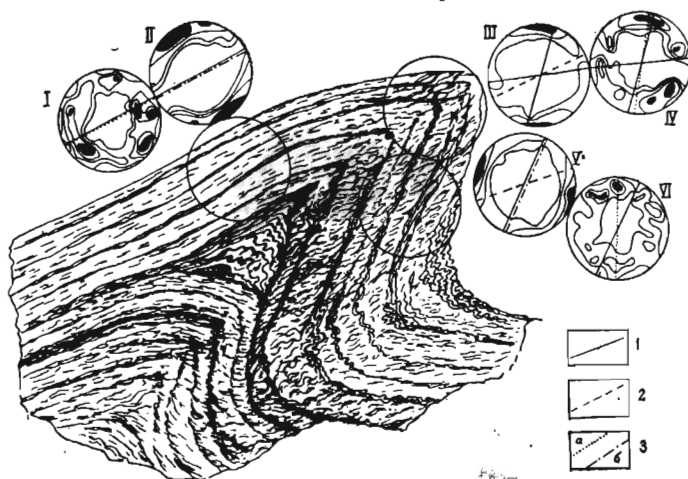


Фиг. 78. Складки регионального течения по позднепалеозойской системе кливажа течения в хлорито-карбонатных сланцах чувальской свиты верхнего протерозоя. Простирание осей складок течения в обнажениях субширотное. Шлиф из образца сланцев с г. Тулым, Северный Урал (увеличено в два раза).

ориентировки в направлении наложенного секущего кливажа течения, параллельного с послойным кливажем согласного крыла. Кварц в замке складки уже реагировал на секущий кливаж и образует S-тектонит, хотя в то же время сохраняется и послойное расположение кристаллографических осей, параллельное своду слоев. В опрокинутом же крыле слюда (V) уже существенно переориентирована вдоль секущего кливажа течения, так как по ней вырисовывается отчетливый пояс (B-тектонит). Однако статистические максимумы все же отражают преобладающее согласное со слоистостью положение плоскостей слюды. Кварц здесь (VI) также образует пояс, но по положению оси A деформации видно (по максимумам выходов оптических осей), что он мало переориентировался в сравнении с замком складки. Это, видимо, означает, что более поздняя деформация скольжения по кливажу течения в несогласном крыле складки на ориентировку кварца оказала меньшее влияние, чем предшествовавший ей процесс послойного течения. Секущий кливаж течения по внешним формам проявления сходен здесь с клива-

жем разлома и значительно развит вдоль всего синклинального перегиба в складке, но далее он вновь приспосабливается к слоистости следующего согласного крыла.

Описанные особенности поведения кливажа течения в различных крыльях складок легко понять, если представить себе последовательное развитие их от простой открытой формы до изоклиальной. Известно



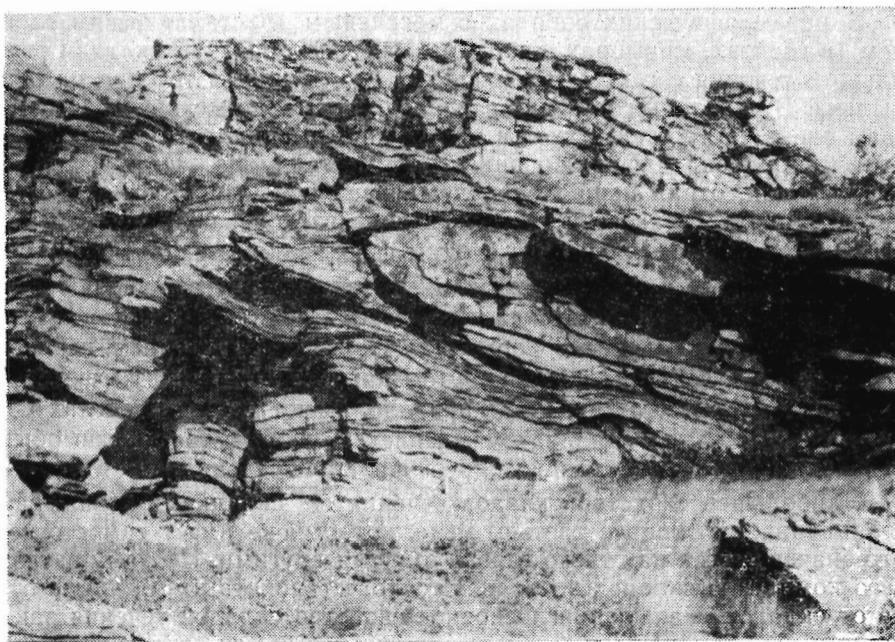
Фиг. 79. Анализ складки течения с фиг. 78.

1 — слоистость; 2 — положение секущего кливажа течения; 3 — кливаж течения, установленный по статистическим максимумам кварца (а), слюды (б) и совпадающий со слоистостью.

(Сорский, 1952; Бронгулеев, 1951), что складки течения начинают развиваться как местные вторичные раздувы мощности слоя или серии слоев, т. е. появляются вследствие неравномерного по скорости послойного течения вещества пород. Около ядра образуется завихрение в послойном потоке, которое вырастает в волну из слоев и превращается в своеобразную складку. В складке течения с пологим округлым замком послойный пластический поток во время ее формирования свободно перекатывается с одного крыла на другое согласно со слоистостью между ограничивающими пластинами кровли и подошвы в соответствии с направлением общего течения вещества. При полном развороте несогласного крыла, когда послойное обтекание свода затруднено, материал в нем вовлекается в общий пластический поток субпараллельно с согласным крылом складки. Но при этом в замке и опрокинутом крыле движение происходит уже не в виде послойного течения, а под углом к слоистости вдоль вновь развившихся поверхностей скольжения, т. е. по типу кливажа разлома. В результате опрокинутое крыло и приобретает секущий кливаж, который несогласно накладывается здесь на послойный кливаж той же системы, развившийся на начальной неизоклиальной стадии существования складки. Линии пересечений секущего кливажа течения со слоистостью (сланцеватостью) параллельны шарниру складки. В таких деформациях для согласного крыла определяется одна генерация кливажа течения, а для несогласного — две генерации одной системы.

В результате этого же развивается более высокая степень деформации пород на опрокинутых крыльях.

В региональных складках течения возникают особые формы внутренней и внешней асимметрии, которые существенно отличают эти деформации от основной массы складок изгиба, скалывания и волочения. Послойное перемещение вещества, закономерно развивающееся в пределах отдельной складки течения, может быть представлено в виде графика изменений мощностей слоев (фиг. 77), по которому устанавливается, что максимальные мощности находятся в несогласных (опрокинутых) крыльях складок течения, где происходило накопление материала, выведенного с согласных крыльев. Поэтому оси внутренней и внешней симметрии в них никогда не совпадают.



Фиг. 80. Изоклиная перевернутая складка регионального течения в кварцитах и слюдяно-графит-кварцевых сланцах верхнего протерозоя по раннекембрийской системе кливажа течения (Южный Урал, хр. Уреньга, г. Первая сопка). Общий вид складки, видимая ширина скалы переднего плана около 10 м. На снимке видно, что кливаж течения, по которому развита тонкоплитчатая отдельность, пересекает слои верхних (длинных) крыльев складок с шарнирами, обращенными влево (на запад), и имеет согласное положение со слоистостью в нижних коротких крыльях тех же складок.

Разрывообразование при кливаже течения представлено согласными мелкими нарушениями сплошности слоев, преимущественно в виде серии мелких кулисных надвигов. Они возникают за счет значительных различий в пластичности отдельных пакетов слоев, участвующих в послойном течении, и приурочены обычно к опрокинутым крыльям складок. В согласных крыльях, кроме того, образуются трещины растяжения, поперечные к слоистости, за счет которых развиваются четковидные будины.

Первичные складки течения (первая генерация) всегда закономерно асимметричны по длине крыльев и по расположению в них согласного и секущего кливажа. Согласный кливаж течения проявляется либо на длинном, либо на коротком крыле, в зависимости от положения данной складки относительно элементов складки регионального течения более крупных размеров. Совпадение кливажа с длинным крылом мелкой антиклинали показывает нахождение ее на согласном крыле более крупной основной антиклинали, совпадение же с коротким крылом свидетельствует о принадлежности осложняющей формы несогласному опрокинутому крылу основной структуры (фиг. 80). В первичных складках течения согласный кливаж всегда отражает общее залегание дислоцированной толщи пород в пределах региональной структуры и находится в верхних, неопрокинутых крыльях как мелких, так и крупных антиклиналей.

В метаморфических породах с массивным кристаллическим сложением (в гнейсах, мраморах, кварцитах) нередко развиты складки регионального течения с секущим расположением кливажа течения на обоих крыльях. В указанных породах разделение слоев по механическим свойствам очень часто отсутствует и поэтому роль слоистости как структурного фактора складкообразования сказывается мало. Полосчатость в этих породах, отражающая элементы первичной слоистости, дислоцируется вдоль поверхностей течения в виде изгибов, подобно птигматитовым складкам, а внешне они сходны со складками скалывания.

Таким образом, устанавливаются три вида взаимоотношений кливажа течения и слоистости в складках течения: 1) согласное на обоих крыльях и в замке (пологие формы), 2) согласное на верхнем, неопрокинутом крыле и секущее в опрокинутом крыле и замке и 3) секущее в обоих крыльях. Все три вида, как правило, имеют место в пределах одной генерации и в одном складчатом комплексе. Однако третий тип обычно связан с наложенными складками регионального течения.

Наибольшее сходство складок течения со складками скалывания устанавливается лишь в третьем виде, который не имеет самостоятельного значения, так как тесно связан с двумя другими. Поэтому изучение всего комплекса складок позволяет точно установить их генезис и отличие от складок скалывания. Основное свойство складок течения заключается в том, что даже в слабо выраженных формах здесь видна очень совершенная согласная ориентировка кристаллизационной сланцеватости со слоистостью вдоль одного (согласного) крыла и секущее ее положение в смежном крыле. В складках скалывания кливаж разлома всегда секущий в обоих крыльях. Далее, складки кливажа течения с одними и теми же элементами асимметрии и положением в пространстве шарниров переходят по простираанию или вкрест простираания в складки послойного течения. Такие факты являются наиболее убедительным свидетельством принадлежности этих складок к одному генетическому типу.

Подводя итог сказанному о складках течения, следует подчеркнуть, что для них характерно не линейное, как у складок скалывания, а концентрическое расположение шарниров в плане вокруг каких-то региональных брахиантиклинальных поднятий. Складки течения первой генерации, независимо от наблюдаемого в них правого или левого рисунка, всегда своим согласным крылом указывают на общее нормальное залегание толщи пород на склонах этих поднятий. Такая закономерность устанавливается на обширных площадях и отражает положение крыльев более крупных структур регионального кливажа течения, т. е. кливаж-антиклиналей, о которых речь пойдет ниже,

Кливаж-антиклинали

Кливаж-антиклинали прослежены на Южном и Среднем Урале, на Приполярном Урале, в Мугоджарах, Центрально-Уральской зоне и Восточно-Уральском поднятии.

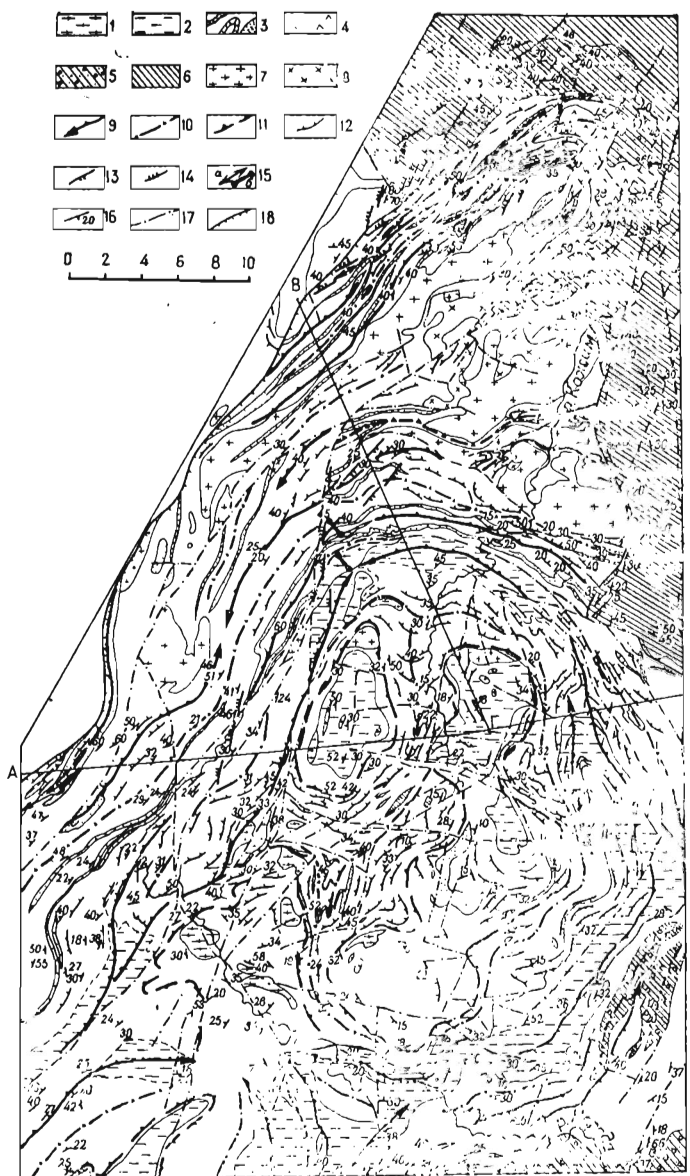
Весьма благоприятным объектом для изучения структуры кливаж-антиклинали является Кожим-Изский антиклинорий на Приполярном Урале. По данным воркутинских и тюменских геологов, это крупная и пологая антиклинальная структура шириной свыше 60 км. В ядре она сложена позднепротерозойско-кембрийскими породами, а на крыльях несогласно залегающими ордовикскими отложениями.

Складки, составляющие внутреннюю структуру антиклинория, отличаются рядом необычных специфических свойств. Главная особенность их заключается в том, что они создают своеобразную концентрическую структуру вокруг центральной или ядерной части поднятия (фиг. 81). Их оси плавно огибают периклиналь, некоторые имеют полукольцевую форму. При этом на всем протяжении складок устанавливается закономерное опрокидывание осевых поверхностей в сторону свода поднятия. В профиле складки резко асимметричны: их крылья, согласные со склоном поднятия, отличаются от несогласных опрокинутых крыльев большей длиной и заметно меньшей мощностью пород одних и тех же слоев. В опрокинутых коротких крыльях, наряду с резким раздувом мощности слоев, обычны многочисленные дополнительные изгибы, представленные тем же типом складчатых дислокаций, только меньшей величины. Сланцеватость на согласных крыльях складок в целом совпадает со слоистостью и полосчатостью. В несогласных же крыльях, а также в замках складок изоклинальной или угловатой формы сланцевый кливаж пересекает контакты слоев под острым углом.

Ядерная часть антиклинория по плану развитых в ее пределах структур существенно отличается от складок, распространенных на его крыльях. Здесь имеют место складки с брахиформными очертаниями, нередко со сложной конфигурацией крыльев и обычно с пологими углами их наклона. В них наблюдаются также опрокинутые залегания слоев. На периклинальном погружении поднятия ядро довольно резко отделяется от складок обрамления весьма протяженной синклинальной складкой, имеющей в плане форму полукольца. В других местах можно видеть более постепенные переходы структур ядра и обрамления, и даже некоторые линейные складки, поворачивая по простиранию к своду, переходят в брахиформные куполовидные образования. В пологих брахискладках кристаллизационная сланцеватость более совершенно совпадает со слоистостью-полосчатостью и образует вместе с ней пологие сводообразные и мульдобразные изгибы. Однако и в брахискладках, подобно линейным структурам, в опрокинутых крыльях находится секущий кливаж течения, наложенный на послойный кливаж ранней генерации.

Постепенный переход брахискладок по простиранию в линейные складки обрамления ядра и другие вышеуказанные общие для них структурные особенности показывают, что все они принадлежат к одному генетическому типу — складкам регионального течения.

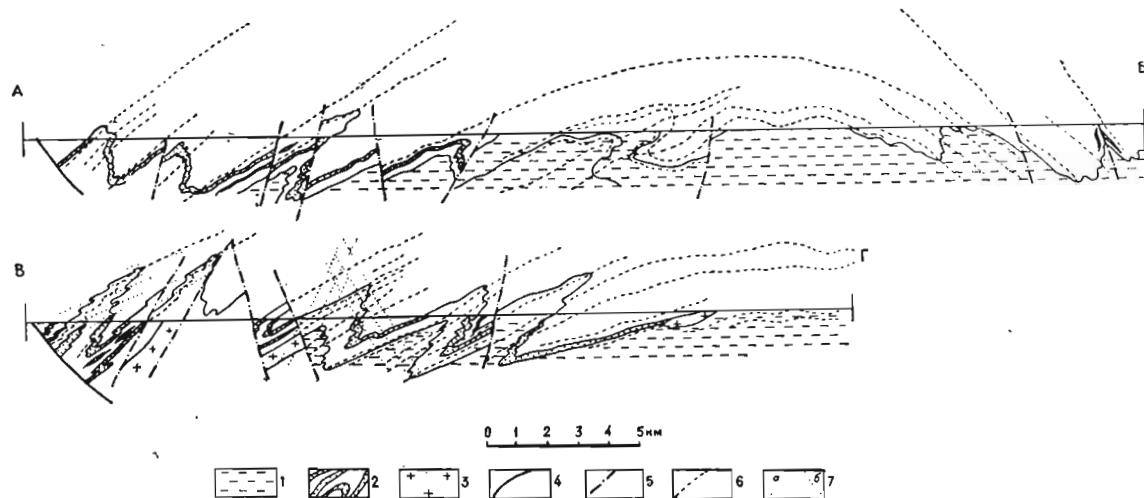
Рассматриваемые складки течения в плане образуют закономерные кольцевые структуры, замыкающиеся вокруг ядра Кожим-Изского антиклинория. Так же закономерно их осевые поверхности располагаются вокруг этого ядра и в разрезе (фиг. 82), где видно, что наклоны осевых поверхностей опрокинутых складок (антиклиналей и синклиналей) по-



Фиг. 81. Структурная карта Кожим-Изского антиклинория (составил К. П. Плюснин на основе геологической карты И. Т. Беляковой, личных наблюдений и по дешифрированию аэрофото-материалов).

Верхний протерозой, яярпинская свита: 1 — гранито-гнейсы и гнейсо-граниты; 2 — мусковитовые, двуслюдяные и амфиболовые гнейсы и кристаллические сланцы; 3 — пушвинская, хобенинская, мароняская свиты — зеленые и углито-кремнистые сланцы с прослоями кварцитов, конгломератов и мраморов. Кембрий, саблегорская свита; 4 — диабазы, андезитовые порфиры, кварцевые порфиры, туфы; 5 — ордовик, тельпосская свита, конгломераты и кварцито-песчаники; 6 — хыдейская и шугорская свиты: песчаники и зеленые филлитовидные сланцы, мраморы; 7 — граниты; 8 — габбро-диабазы. Структурные элементы. Складки регионального течения (штрихи — падение осевых поверхностей); 9 — антиклинали; 10 — синклинали; 11 — крылья куполов брахиантиклиналей; 12 — кливаж течения — полосчатости; 13 — позднепалеозойский кливаж разлома (первая генерация); 14 — кливаж разлома (вторая генерация); 15 — элементы линейности (а — оси складок, б — будняж); 16 — элементы залегания полосчатости, сланцеватости; 17 — сбросы; 18 — региональные разломы (сдвиги, надвиги).

степенно увеличиваются от центра поднятия к периферии как на его крыльях, так и в переклинали. Если в центре поднятия углы наклона имеют лишь 5—10°, то к периферии они уже достигают 50—60°. Учитывая кольцевое расположение складок в плане, естественно, можно осевые поверхности этих же складок и согласный с ними кливаж течения трассировать в разрезе с одного крыла поднятия на другое. При этом кливаж сомкнется в виде плавной дуги, как он смыкается в плане вместе со складками вокруг периклинали поднятия. Таким образом, в разрезе по расположению осевых поверхностей складок и кливажа течения очерчивается простая антиклинальная структура, т. е. кливаж-антиклиналь. Конфигурация антиклинали, полученная по кливажу течения, в то же время

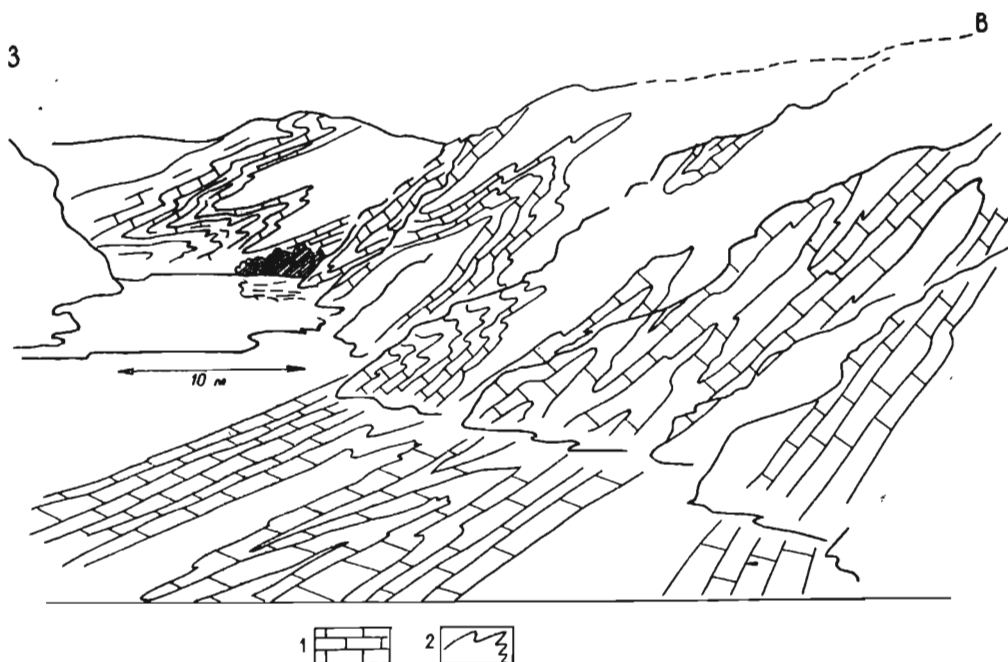


Фиг. 82. Разрезы к структурной карте Кожим-Изского антиклинория.

Верхний протерозой: 1 — нярпинская свита; 2 — пуйвинская, хобеинская и мароинская свиты; 3 — граниты (см. описание к карте); 4 — надвиги и сдвиги; 5 — сбросы; 6 — кливаж течения; 7 — кливаж разлома (а — западный, б — восточный).

согласуется, хотя и в главных чертах, с контурами регионального поднятия, в ядре которого выявляются более древние по сравнению с крыльями стратиграфические комплексы пород.

Проявления типичных кливаж-антиклиналей и сопровождающих их складок (фиг. 83) находятся и в пределах Восточно-Уральского поднятия. Для них особенно характерен интенсивно проявившийся гранитный магматизм, тесно связанный с широко развитыми здесь обычно древними гнейсовыми комплексами, поднятыми в ядрах кливаж-антиклина-



Фиг. 83. Изоклинальные складки течения в мраморизованных визейских известняках западного крыла Суундукской кливаж-антиклинали (р. Солодянка, севернее пос. Кваркино, Южный Урал).

Мраморизованные известняки: 1 — светло-серые; 2 — темно-серые.

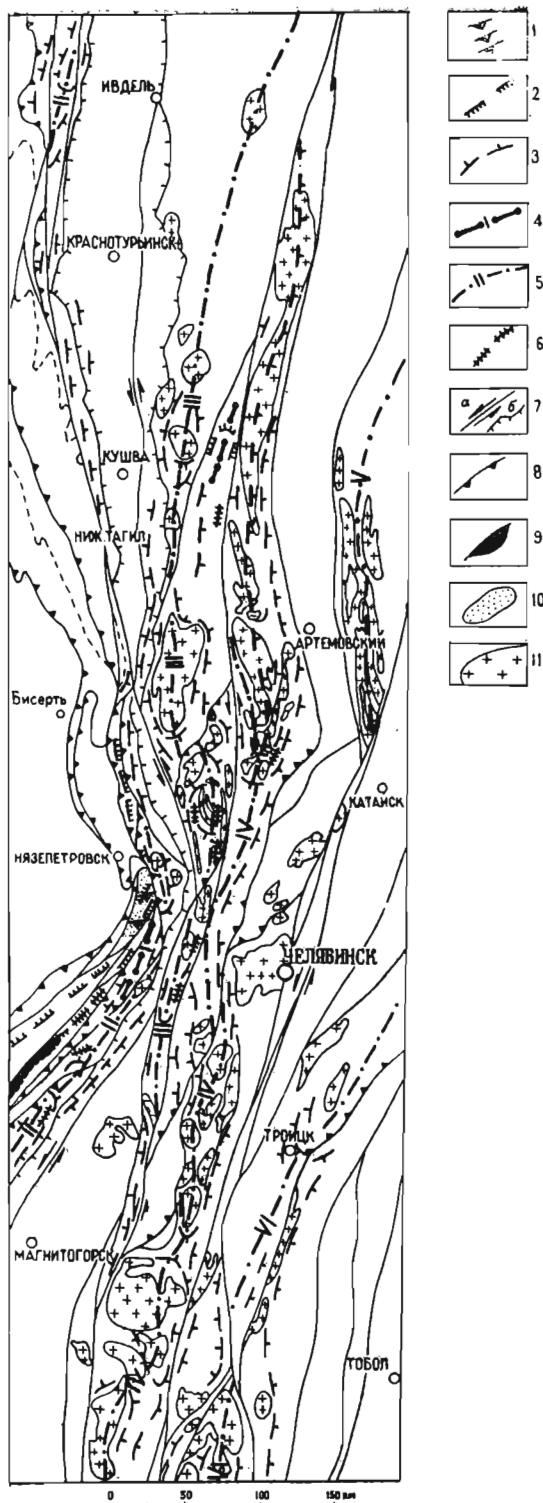
лей. Благодаря этому зоны кливаж-антиклиналей хорошо прослеживаются не только по геологическим наблюдениям, но и по геофизическим данным, так как массы гранитного вещества, отличающиеся пониженной плотностью, создают в ядрах структур пояса региональных отрицательных гравитационных аномалий. С учетом геологических и геофизических данных составлена схема расположения зон кливаж-антиклиналей для значительной части Урала (фиг. 84).

Механизм формирования кливаж-антиклиналей отчасти позволяет представить особенности строения складок течения, которые хорошо отражают кинематику перемещения вещества в их пределах. Основным элементом движения при этом является центростремительное перемещение пород с крыльев отдельных кливаж-антиклиналей к сводам, согласное с ориентировкой поверхностей кливажа течения. Это выражено во вторичных изменениях мощностей пород на крыльях складок течения, в закономерных ориентировках элементов линейности течения и будинаж-структур, направленных радиально к центрам поднятий. Однако совершенно оче-

Фиг. 84. Схема расположения систем регионального кливажа течения Южного и Среднего Урала.

Элементы залегания кливажных поверхностей: 1 — нижнепротерозойских; 2 — кембрийских; 3 — позднепалеозойских (средне-верхнекаменноугольных). Оси кливаж-антиклиналей: 4 — кембрийских, 5 — позднепалеозойских; 6 — кембрийские складки регионального течения, перемытые позднепалеозойскими складками регионального течения; 7 — ранние разрывные нарушения: а — сбросо-сдвиги и главнейшие сдвиги, б — сбросы рифтовой системы, 8 — надвиги и позднепалеозойские шарьяжи; 9 — участки залегания пород нижнего ордовика с несогласием на ранее кливажированных образованиях; 10 — Тараташский выступ гнейсов и кристаллических сланцев; 11 — позднепалеозойские гранитоиды.

Кливаж-антиклинали: I — Ямантауско-Таганайская, II — Уралтауская, III — Уйско-Сысертская, IV — Мурзинско-Суундукская, V — Красногвардейская, VI — Шадринско-Мариновская.



видно и то, что весьма значительным было движение, вызвавшее образование обычного сводообразного изгиба всех толщ пород в пределах кливаж-антиклинали, так как в ее ядре всегда находятся породы более древние, чем на крыльях. Процесс воздымания земной коры в кливаж-антиклинали происходил одновременно с центростремительным течением вещества в ней, направленным с крыльев к своду. В результате образовалось весьма совершенное соответствие плана расположения складчатых структур всех порядков (складок течения) и внутренних деформаций пород (кливажа течения, линейности и будинаж-структур) с общей конфигурацией склонов поднятия.

С учетом всего сказанного для характеристики описываемого процесса наиболее приемлемой представляется кинематическая схема, согласно которой кливаж-антиклинали образуются в результате упругого изгиба верхней части земной коры под влиянием тангенциального сжатия. Большая ширина таких складок показывает, что они охватывают значительные глубины литосферы.

Возникновение крупных линейных изгибов в земной коре под воздействием тангенциального сжатия возможно лишь в виде упругих волн, которые могут проявиться в пластине мощностью в несколько раз меньше ширины изгиба. Одним из условий образования упругого изгиба земной коры является наличие в ее основании весьма подвижного пластичного подкорового субстрата, отличающегося пониженной вязкостью. Вязкость пород в земной коре постепенно уменьшается с глубиной, что связано прежде всего с повышением температуры и давления.

С понижением вязкости вещества возможности передачи тангенциальных усилий с глубиной закономерно уменьшаются. Это приводит к естественному разделению поверхностной части земной коры на упругий слой, способный передавать по горизонтали упругие напряжения, и вязкий субстрат, в котором эти напряжения гаснут — релаксируют. Таким образом, механическими границами для упруго изгибающейся поверхностной части земной коры являются: сверху — земная поверхность, снизу — поверхность релаксации напряжений. Можно предполагать, что граница релаксации, или верхний фронт региональных пластических деформаций в зонах с геосинклинальным развитием (обычно интенсивно прогретых) находится достаточно близко к поверхности. Вероятные глубины ее, судя по положению верхнего фронта кливажа течения, не превышают нескольких километров.

Вследствие упругого изгиба верхней части земной коры в пластической постели ее возникают резкие изменения термодинамической обстановки. В частности, происходит увеличение давления в синклиналях, так как они становятся своеобразными плечами, на которые опираются упругие положительные изгибы земной коры. Породы, сдавливаясь, подвергаются здесь перекристаллизации с экзотермическим эффектом. Возникают ассоциации метаморфических пород высоких давлений с характерным зональным развитием (глаукофановые, кианитовые сланцы, дистеновые гнейсы). Наоборот, в антиклиналях под сводами упруго деформируемых слоев, вследствие их движения вверх, давление падает. Среди метаморфических минералов здесь появляется типичный для высокотемпературных фаций с низкими давлениями кордиерит. В результате таких нарушений динамического равновесия под упругим слоем земной коры между синклиналями и сводом антиклинали создается градиент давлений, который вызывает перемещение вещества наиболее пластичных слоев коры в сторону сводов антиклиналей. Первоначально течение пород происходит послойно, как это устанавливается по внутри-слойным складкам течения. Вместе с тем в своды поднятий, как зоны

растяжения, устремляются, также в общем послойно, и флюиды вещества, выделившиеся в синклиналях при перекристаллизации и несущие тепловую энергию. На крыльях и в сводовых частях антиклиналей, следовательно, не только увеличивается мощность толщ пород, но происходит и накопление тепла. Такой процесс разогревания пород вблизи сводов антиклиналей проявляется в виде регионального высокотемпературного метаморфизма (до амфиболитовой фации). Миграция флюидов, содержащих калий, кремнезем и другие компоненты, вызывает все возрастающую по направлению к своду гранитизацию пород, а повышение температуры сопровождается расплавлением вещества. В конечном итоге в крыльях и сводах кливаж-антиклиналей участками образуются значительные очаги расплавления, за счет которых формируются массивы гранитных пород. Таким образом, главное во всем этом процессе — латеральная миграция вещества и тепла под влиянием собирательного воздействия антиклинальных поднятий (зон пониженного давления). Вертикальная миграция имеет подчиненное значение и в основном совершается в механической форме — в виде интрузий.

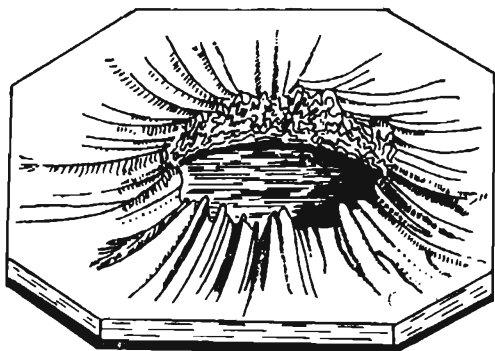
Перенос тепла в своды кливаж-антиклиналей приводит к резкому подъему геоизотерм в них, что сопровождается размягчением сравнительно высоких горизонтов земной коры. Вследствие этого граница релаксации здесь поднимается также значительно вверх.

В связи со сказанным вполне логично может быть объяснено наблюдаемое соответствие линий изоград с контурами региональных антиклинальных структур, очерчиваемых по кливажу течения, и несогласное, обычно секущее, положение границ зон метаморфизма по отношению к отдельным толщам пород как в плане, так и в разрезе.

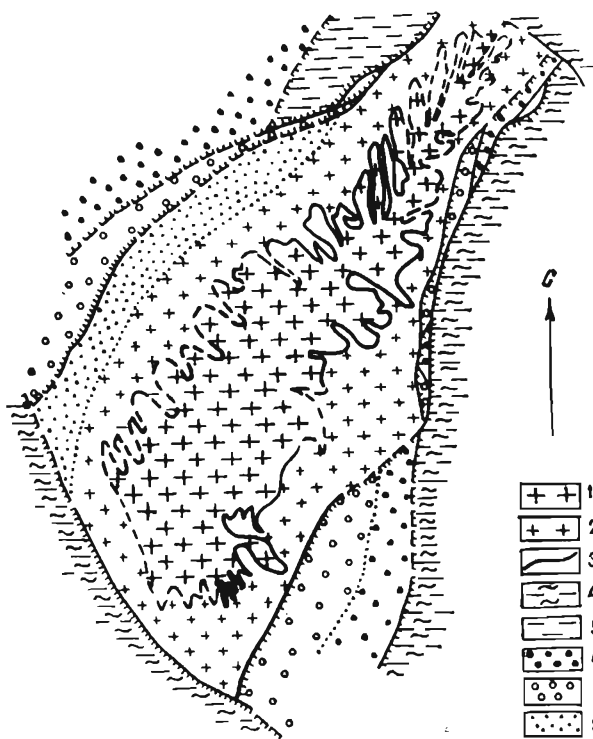
Рассматриваемые вопросы формирования кливаж-антиклиналей тесно связаны с проблемой образования гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов. В вышеописанном Кожим-Изском антиклинории парагнейсы находятся в центральной части структуры и залегают в ядрах отдельных брахискладок, а местами и в линейных складках обрамления. Вверх по разрезу парагнейсы довольно резко сменяются метаморфическими сланцами эпидот-амфиболитовой и зеленосланцевой фаций. При отстройке геологических профилей наметилась определенная стратиграфическая приуроченность гнейсов и кристаллических сланцев, как наиболее древних образований, к ядрам антиклиналей. Вместе с тем никаких заметных структурных несогласий между гнейсами основания и вышележащими метаморфическими сланцами выявить не удастся. Согласно участию гнейсов в складках течения (см. фиг. 81, 82), изоклинальных и куполовидных, показывает, что они деформировались вместе с вышележащими породами примерно в равных условиях. Каких-либо данных в пользу более активной их роли по отношению к окружающим породам в процессе формирования как частных структур, так и общего поднятия не обнаруживается. То же самое следует сказать и о других гнейсовых комплексах Урала, в частности, Миасском и Ларинском, описанных С. В. Чесноковым (1966), который отмечает некоторую активную роль гнейсов в формировании этих структур.

П. Эскола (Escola, 1949) высказался о возможном образовании гранито-гнейсовых куполов в результате подкорового течения исключительно гранитного материала в сторону геосинклинальных зон. Проникновение этого материала в древние гранитные массивы явилось причиной их разбухания и образования куполов, т. е. в общем здесь предполагается особый диапировый механизм. Образование гнейсовых куполов путем диапиризма, т. е. существенно вертикальным направлением перемещения вещества, объясняют и некоторые другие исследователи (Сорский, 1962;

Кириллова, 1962; Ажгирей, 1966). Однако явления эти можно рассматривать только как результат послойного течения материала внутри земной коры. Следует иметь в виду, что в типичных диапировых структурах, связанных, например, с соляными штоками, оси складок течения располагаются вокруг центров поднятия радиально (фиг. 85, 86), а не концентрически, как в кливаж-антиклиналях. Это указывает на совершенно иную кинематику формирования описываемых нарушений и является наиболее серьезным препятствием к объяснению образования рассматриваемого комплекса тектонических структур (кливаж-



Фиг. 85. Форма складок в соляном штоке у Гренд Салин (Е. Ш. Хиллс, 1967).



Фиг. 86. Геологическая карта — срез купола Бенетер (из работы Ю. А. Косыгина, 1960).

1 — древняя каменная соль; 2 — юная каменная соль; 3 — линия между ними — калийная соль; 4 — нижний мел; 5 — средняя юра; 6 — верхний триас; 7 — раковинный известняк среднего триаса; 8 — пестрый песчаник нижнего триаса.

антиклиналей, складок течения с помощью диапирового механизма.

Установлено (Кейльман, 1963, 1967), что среди древних структур Урала, сложенных метаморфическими толщами пород, находятся гнейсы разного возраста, структурной приуроченности и, соответственно, происхождения. Кроме гнейсов, связанных с формированием кембрийских и позднепалеозойских антиклиналей, здесь имеются реликты древних гнейсов из догеосинклинального основания, наблюдаемые, например, в Тараташском выступе. Они весьма значительны по размерам и образованы блоковыми перемещениями и воздыманием вверх пород основания в антиклиналях.

Гнейсовые комплексы обычно сложены древнейшими породами, которые подверглись многократным деформациям в обстановке высоких дав-

лений и температур. При этом в них развились сложнейшие складки регионального течения разных эпох диастрофизма: в настоящее время они имеют вид перемятых и наложенных дислокаций.

Возраст систем регионального кливажа течений

Выше уже обращалось внимание на то, что региональный кливаж течения образуется на орогенных стадиях развития складчатых поясов, т. е. связан с процессами интенсивного диастрофизма. Такие эпохи, в частности, на Урале определяются в раннем протерозое, в кембрии и позднем палеозое. Но в пределах этих достаточно длительных эпох дислокаций системы кливажа течения имеют еще более короткий возрастной интервал, который устанавливается как методами относительной хронологии, так и по данным определений абсолютного возраста.

Относительный возраст кливажа течения определяется по проявлению этих дислокаций в породах, для которых известно время образования (на основании палеонтологических остатков). Очевидно, что в этих случаях дислокации образовались позже самих кливажированных пород. Например, в восточном крыле Уралтауской кливаж-антиклинали в верхневизейских отложениях Миасского района одинаково рассланцованы все породы, от нижнего ордовика до нижнего карбона включительно. Причем в верхневизейских известняках (район пос. Атян) гигантопродуктусы вдоль рассланцевания настолько раздавлены и растерты, что представляют собой тонкие, плоские, слегка удлинённые в одном направлении диски. Такие же дислокации визейских толщ можно наблюдать и в других районах Урала (см. фиг. 83). Однако в средне- и верхнекаменноугольных породах, так же как и в пермских, кливаж течения уже не обнаруживается.

Верхняя возрастная граница каменноугольного регионального кливажа течения определяется по наложению на него дислокаций нижнепермского кливажа разлома на всем протяжении Уральского складчатого пояса на западном и восточном его склонах. Таким образом, наиболее вероятный возраст этой системы кливажа течения верхнекаменноугольный.

С верхнекаменноугольной системой кливажа течения связаны явления гранитообразования и интенсивного метаморфизма горных пород. Абсолютный возраст гранитоидов, залегающих в ядрах позднепалеозойских кливаж-антиклиналей, и метаморфических сланцев из их обрамления — около 300 млн. лет. Это соответствует результатам определения и методом относительной геохронологии.

Кембрийский кливаж течения на Урале достоверно выявляется в Златоустовской зоне (см. фиг. 80) в районе пос. Тюлюк (по р. Юрюзань) и г. Тирлян, где находится довольно полный разрез палеозойских пород, от ордовика до фанерозоя включительно. Здесь имеются лишь слабые формы кливажа разлома. Но непосредственно под ордовикскими базальными конгломератами в породах юрматинской и каратауской серий наблюдаются интенсивные дислокации кливажа течения, которые прослеживаются на большом протяжении. Резкое структурное несогласие в указанном районе на границе с ордовиком наблюдается и по другим формам дислокаций, в частности по складкам изгиба. Эти складки в верхнепротерозойских породах характеризуются более мелкими и угловатыми формами и совершенно отличаются от форм палеозойских синклиналей. Древние предордовикские складки изгиба сами наложены на кембрийскую систему кливажа течения. Перечисленные факты показывают, что кливаж течения сформировался в послекаратауское время и до отложения ордовикских слоев, т. е. соответствует региональному предордовикскому перерыву и несогласию, которое прослеживается на большей части Урала. На этом рубеже истории здесь происходили интенсивные горообразовательные движения (байкальская эпоха диастрофизма).

Абсолютный возраст метаморфических минералов в сланцах из окрестностей г. Златоуста определяется в 600 млн. лет, что отвечает границе протерозоя или нижнего кембрия. Таким образом, в этом случае также имеет место соответствие данных, полученных методами абсолютной и относительной геохронологии.

Таганайская кливаж-антиклиналь кембрийского (точнее, раннекембрийского) возраста прослежена на сравнительно небольшом отрезке Уральского складчатого пояса (см. фиг. 83). Она весьма интенсивно передислоцирована, но все ее основные черты сохранились, и они подобны структурам кливаж-антиклиналей позднепалеозойского возраста. В метаморфических толщах зоны Урал-Тау кембрийский кливаж течения выявляется на основе изучения перемятых складчатых структур. Здесь видны передислоцированные элементы ранних складок регионального течения в подобных же складках позднепалеозойского возраста. В таких случаях реставрировать положение оси кембрийской структуры кливаж-антиклинали очень трудно. Однако простирации древних дислокаций течения все же определяются с помощью специальных методов анализа сложных складчатых структур.

Часть четвертая

АНАЛИЗ СЛОЖНЫХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

ГЛАВА 15. ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ О МЕТОДАХ ИССЛЕДОВАНИЙ

Специальный анализ складчатых структур применяется при деталь-ных геологических съемках в процессе поисково-разведочных работ и при тематических структурно-тектонических исследованиях. Для выпол-нения такой работы необходима определенная подготовка и навыки ве-дения полевых и лабораторных работ.

В полевой период исследований накапливается информация о всех типах пликативных дислокаций: складках изгиба, волочения, течения, скалывания, т. е. о тех их разновидностях, которые прослеживаются не-посредственно на обнажениях. В основу выделения названных генетиче-ских типов складчатых структур положены особенности внутреннего строения, обусловленные различным механизмом их формирования. Из них наиболее важными являются: формы изгиба слоистости в замках складок; закономерности изменения мощности в деформированных слоях на их крыльях и в сводах; характер поверхностей послойного скольжения; кливаж течения и кливаж разлома, их взаимное расположе-ние и отношение к слоистости, осевым поверхностям и шарнирам скла-док; типы тектонических трещин; особенности расположения линейно-стей разных видов; ориентировка шарниров и осевых поверхностей скла-док в пространстве; направления смещений слоев и сланцеватости по трещинам и кливажу; форма будинажа; наличие сопряженных разрывов и некоторые другие. На основе наблюдений перечисленных структурных элементов непосредственно в поле определяется генетическая принад-лежность отдельных складок путем сравнения их с типичными наруше-ниями. При этом производятся замеры всех данных, необходимых для генетического анализа: азимутов и углов наклона линейных и плоскост-ных структур, мощностей слоев; выясняется также последовательность образования отдельных разновидностей складок или деталей структур по формам пересечений одних деформаций другими.

Как видно из приведенного выше перечня, замеров структурных эле-ментов приходится делать очень много. Кроме того, производятся много-численные повторные наблюдения в однотипных структурах. Вполне ес-тественно, что мысленное сопоставление всего этого материала практи-чески невозможно. Поэтому все данные (по отдельным доменам) обоб-щаются и представляются в виде графиков, роз трещиноватости, диа-грамм, стереографических проекций. Наиболее распространены стерео-

графические проекции, выполняемые с помощью равноплощадной сетки Шмидта. Такие проекции выносятся на геологические карты и планы, на зарисовки обнажений и геологические профили. В табл. 6 даны наиболее важные структурные элементы складок, которые приходится использовать в случае анализа их на стереографических проекциях, при нанесении замеров на карты и в других случаях; приводятся не только морфологические знаки, но также примеры возрастных и генетических обозначений структур.

Для выяснения особенностей строения деформаций кливажа течения, кливажа разлома, линейности течения, не видимых простым глазом, применяются микроскопические исследования.

В отдельных случаях изготавливаются крупные шлифы, в которых можно получить срезы целых складок или их элементов (замков, линейных структур, будинаж-структур). Они необходимы для определения генетической природы складок. Эти препараты делаются несколько толще нормальных петрографических шлифов. Фотографии таких шлифов приведены выше (см. фиг. 76, 78). Как правило, они сопровождаются микроструктурными диаграммами, построенными для этих складок по данным исследований ориентированных шлифов с помощью федоровского метода.

Специально ориентированные образцы пород для изучения закономерных ориентировок кристаллографических параметров минералов (оптических осей, поверхностей граней кристаллов), отбираются непосредственно на обнажениях для микроструктурного анализа как складчатых, так и разрывных нарушений. Чаще всего в этом анализе используется ориентировка оптических осей кварца и слюды.

Для кварца распространенным типом ориентировки являются *В*-тектониты, в которых оптические оси зерен образуют пояс *АС* (см. фиг. 79 — IV). Наиболее совершенная ориентировка кварца происходит в процессе течения и перекристаллизации пород, когда оптические оси в зернах кристаллов получают направление вдоль кинематической оси α . Это, видимо, связано с тем, что рост кристаллов в направлении их длинной оси совершается значительно легче параллельно линиям течения и растяжения. Ориентировка кварца представлена также в виде струйчатых игловидных скоплений его зерен, которые можно наблюдать и непосредственно на обнажениях при полевых визуальных исследованиях. Обычно микроструктурные диаграммы кварца являются отражением самого последнего ориентирующего процесса, и только местами сохраняются следы ориентировки, возникшей под влиянием более ранних деформаций. Большая часть типов ориентированных диаграмм, выделенных для кварца, по-видимому, может быть объяснена наложением разновозрастных деформаций.

Слюды в микроструктурном анализе используются чаще всего вместе с кварцем. Они располагаются параллельно главной плоскости деформации (*S*) базопинакоидом (001), вдоль которого, как известно, имеет место совершенная спайность. В отличие от кварца, ориентировка слюды хорошо видна и без специальных микроструктурных исследований. Ее направления прослеживаются в образцах и обнажениях с помощью лупы или простым глазом. На диаграммах по слюдам определяются характерные *S*-тектониты (см. фиг. 79 — II), *В*-тектониты (см. фиг. 79 — V).

Закономерное расположение полюсов слюды (001) зависит не только от внешнего вращения зерен в процессе деформации, но также от направления осей внутреннего вращения, которые не всегда совпадают с внешними кинематическими *В*-осями. Особое внутреннее строение слю-

Таблица 6

Текстурные поверхности	Возраст	Слоистость и совпадаю- щий с ней кливаж те- чения		Плоскости кливажа		Полуса плоскостей		Складки	Шарниры складок			Линейности				Зеркало складчатос- ти
		Знак	Индекс	Знак	Индекс	Знак	Индекс		Знаки шарниров		Индекс	пересечения		течения		
									наблюда- емые	по накло- нам крыль- ев		Знак	Индекс	Знак	Индекс	
Слои			S				PS	Изгибы								
Кливаж течения	Pt_1		SS_1		S_1		PS_1	Течения			β_1		L_1		α_1	
	Cm		SS_{II}		S_{II}		PS_{II}				β_{II}		L_{II}		α_{II}	
	Pz_3		SS_{III}		S_{III}		PS_{III}				β_{III}		L_{III}		α_{III}	
Кливаж разлома	Cm				S_2'		PS_2'	Скалывания			β_2'		ℓ_2'			
					S_2''		PS_2''				β_2''		ℓ_2''			
	Pz_3				S_3'		PS_3'				β_3'		ℓ_3'			
					S_3''		PS_3''				β_3''		ℓ_3''			

ды, проявляющееся в совершенной спайности, в противоположность кварцу, оказывает влияние на ее конечную ориентировку. Поэтому если слюда не испытывала перекристаллизации, то следы предшествующих деформаций она сохраняет лучше кварца.

На стереографических проекциях *B*- и *R*-тектониты в общем имеют сходный рисунок. Но *R*-тектонит — это текстура, связанная с первичным и согласным со слоями разворотом зерен вдоль линейности α , ориентированной под разными углами к шарниру складки. *B*-тектонит представляет собой уже наложенную на ранее ориентированные текстуры деформацию вращения по кливажу вокруг оси *B*.

В образовании ориентированных текстур пород-тектонитов принимают участие и другие минералы, нередко использующиеся при микроструктурных анализах: кальцит, полевые шпаты, пироксены, роговая обманка, эпидот.

На микроструктурном анализе горных пород-тектонитов останавливаться особо нет необходимости, поскольку он подробно описывается в руководстве Л. И. Лукина, В. Ф. Чернышева, И. П. Кушнарева (1965). Следует иметь в виду, однако, что лабораторные методы (в частности, микроструктурный анализ) дают лишь вспомогательный материал. Они особенно нужны при изучении внутренних деформаций в тех породах (кварцитах, мраморах), где структуры недостаточно выразительны для визуальных наблюдений. Полный же набор данных о всех видах тектонических структур можно получить только при полевых исследованиях.

Значительно меньше систематизированы данные о расположении тектонической линейности. Отдельный вид линейности, определяющийся по сходным внешним признакам, может быть образован разными способами (конвергентность явлений). Например, шарниры складок изгиба-волочения, течения и скалывания нередко очень похожи, но ориентировки их совершенно различны, что имеет значение для выполнения общего структурного анализа и выяснения их происхождения. Очень сходны между собой формы удлинения минералов, включений, галек, ооидов, отдельные формы будинаж-структур, образовавшиеся в складках скалывания, складках течения, а также в зонах разломов. Однако и здесь линейности ориентированы относительно элементов главных структур в каждом типе по-своему.

Таким образом, различные виды тектонической линейности можно анализировать только в связи с определенными типами складок и разрывов. Это означает, что выделять их в качестве самостоятельного вида деформаций нельзя. Например, шарнир — это элемент складки, а линейность пересечения кливажа и слоистости — форма взаимодействия двух видов поверхностей (структурной и текстурной).

Тектоническая линейность может быть разделена по формам проявления и структурной принадлежности. Особенности морфологии этих элементов дают возможность широко использовать их при структурных исследованиях. Особенно большое значение линейность и будинаж имеют для определения разных типов складчатых нарушений и в связи с этим заслуживают специального рассмотрения. Будинаж-структуры являются формой проявления тектонической линейности.

ГЛАВА 16. ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЛИНЕЙНОСТЬ

Линейные формы деформаций горных пород особенно разнообразны в складчатых областях, где благодаря своему повсеместному развитию легко доступны для наблюдений. В самом общем виде линейность подразделяется на первичную и вторичную.

Первичные линейные текстуры описаны подробно в ряде специальных работ, посвященных петрографии и литологии осадочных и изверженных пород. Поэтому они здесь специально не рассматриваются. Основное внимание уделено тектонической линейности, которая анализируется во многих работах советских и зарубежных авторов (Клоос, 1958; Ажгирей, 1966; Горлов, 1967; Симонова, Горлов, 1967; Дук, 1967; Elliot, 1968; Gutard, 1961; Mead, 1940; Ramsay, 1960, 1962; Tobish, 1966, 1967; Weiss, 1955, 1957, 1959).

Существует несколько принципиально различных способов образования региональной линейности: 1 — удлинение в направлении течения пород, 2 — пересечение разнородных поверхностей, 3 — вращение, 4 — скольжение.

Линейность течения и удлинения в процессе тектонических движений образуется, во-первых, вследствие механической ориентировки по форме в слабо литифицированных толщах пород во время складкообразования и послонных пластических перемещений и, во-вторых, благодаря перекристаллизации их во время течения в твердом состоянии. Тектонический характер этих видов линейности выражен довольно отчетливо, поскольку они в таких случаях всегда закономерно связаны с региональными деформациями.

Тектоническая линейность сопровождает те или иные разновидности складчатых нарушений, т. е. является естественным и закономерно связанным с ними элементом. Большей частью она возникает вследствие взаимных пересечений каких-то разнородных структурных поверхностей, например, кливажа и слоистости, либо отражает закономерное течение вещества в дислоцированных породах. Необходимо различать линейности складчатых структур и линейности разрывных нарушений.

Линейность складчатых структур (линейности l' , β , α)

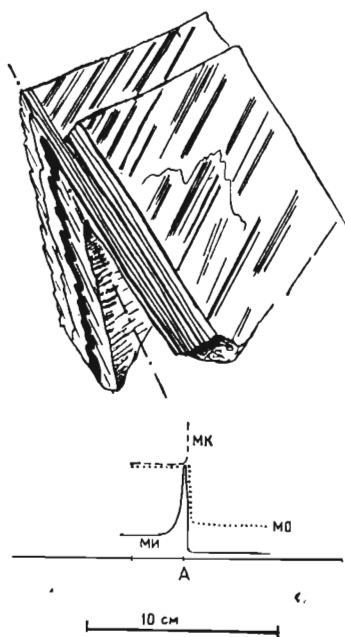
К линейным структурам относятся шарниры мелких складок скалывания и течения. Вдоль всех этих складок развиты линейности пересечения кливажа и слоистости — l' и линейность шарниров B (β -линейность), также очень характерная и четко выраженная. Третьим самостоятельным типом линейности в ряду этих деформаций является α -линейность, ориентированная вдоль течения вещества.

В сложно дислоцированных толщах пород оси мелких складок (B -оси) ориентированы обычно закономерно.

Это наиболее простой тип линейности, который хорошо выявляется при наблюдениях отдельных складок на обнажениях. Однако прежде чем использовать β -линейность для анализа региональной структуры, необходимо определить генетический тип складок. Только исходя из них строится первичный план расположения осей. Например, в складках течения даже оси одной генерации имеют простирания, которые быстро меняются от пункта к пункту и от пачки к пачке пород и в каждом районе образуют самостоятельный план. Они концентрически обрамляют крупные брахиструктуры, развитые в ядрах кливаж-антиклиналей. Складки скалывания, наоборот, имеют очень выдержанные простирания осей, но и эти структуры в случае наложения их на другие складчатые формы или, наоборот, при наложении на них более поздних деформаций обнаруживают колебания преимущественно в виде ундуляций осей по простиранию в вертикальной плоскости. Оси послонных складок течения либо оконтуривают своды антиклиналей, либо, если они связаны с шарьяжами, простираются вдоль линий надвигов. В этом же направлении вытянуты и шарниры складок волочения.

Линейность пересечения — l' (кливажа и слоистости) развита повсеместно и связана как с кливажем разлома, так и с кливажем течения. В складках течения эта линейность находится только в опрокинутых крыльях и развита по кливажу второй генерации; она субпараллельна осям B . Для согласных же крыльев этих складок более типична линейность течения (вдоль кинематической оси α), располагающаяся под углом к их оси (фиг. 87). В складке скалывания l' образуется одинаково равномерно на обоих ее крыльях и в общем параллельна оси B .

Линейности пересечения имеют две формы проявления в дислоцированных породах. Первая представлена линейностью от пересечения кливажа разлома со слоистостью или более ранней сланцеватостью и выглядит как сеть тончайших, прерывистых, чрезвычайно сближенных трещин (фиг. 88), которые видны на ранних текстурных поверхностях, особенно хорошо на поверхности сланцеватости. На ней, кроме тончайших трещинок, обычно развита ребристость или микроплойчатость, связанная с проявлениями кливажа и возникшая вследствие сплющивания



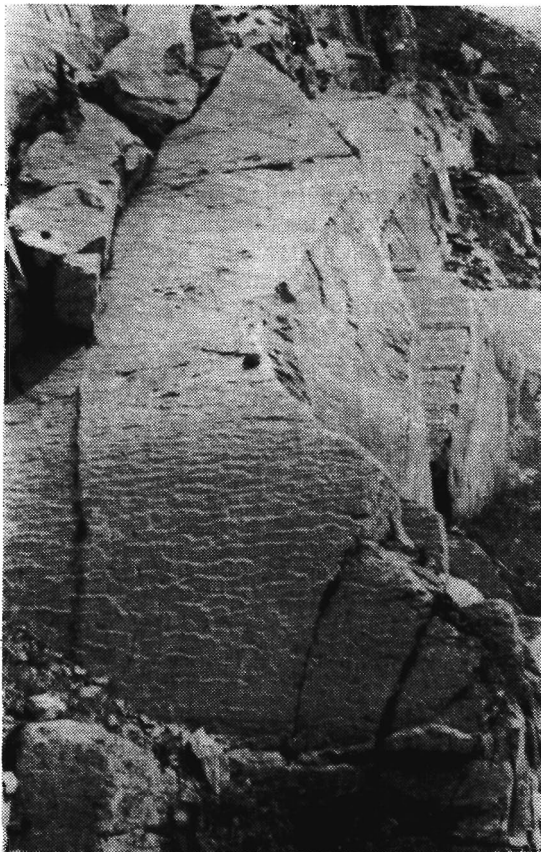
Фиг. 87. Складки регионального течения в серпичито-кварцевых сланцах бобровской свиты (р. Уй, около плотины Троицкой ГРЭС). В поперечном сечении складки виден согласный и секущий кливаж течения. На поверхности крыла с согласным кливажем развита линейность течения, ориентированная диагонально к оси складки и вдоль кинематической оси α ; на поверхности крыла с секущим кливажем проявляется линейность пересечения кливажа течения со слоистостью, параллельная оси B складки. График мощностей слоев: МИ — истинной мощности; МО — мощности, параллельной осевой поверхности; МК — мощности, параллельной кливажу.

микролитов и разворотов внутри их слоистости или сланцеватости. Вторая форма линейности пересечения наблюдается в виде поперечных срезов слоев на поверхностях отдельностей по кливажу разлома. Поэтому ее можно назвать линейностью среза. Для структурных построений обе рассмотренные формы проявления линейности пересечения имеют одинаковое значение и поэтому обозначаются одним знаком — l' .

Линейность пересечения кливажа течения и слоистости на ранних текстурных поверхностях имеет обычно вид занозистых выступов, а линейность среза, т. е. вторая ее форма, аналогична линейности среза кливажа разлома.

Линейность течения α выявляется по удлинению обломков галек, включенных в породы, штриховкам на сланцеватости, удлинением кварцевых зерен, т. е. она обычно хорошо проявляется в грубообломочных породах. Линейность α развита в крыльях складок, где кли-

важ совпадает со слоистостью. Если включения представлены более компетентными породами, например гальками кварцитов, то в окружении галек развивается характерная сланцеватость обтекания (фиг. 89). При этом образуется веретеновидная линза кливажа, выклинивающаяся во все стороны, но удлиненная в одном направлении согласно с длинной осью обломка. На концах обоих удлинений развиваются своеобразные хвосты метасоматического заполнения в тенях давления, в которых накапливаются выкристаллизованные, легко подвижные вещества (кварц, кальцит, рудные), не обладающие заметной ориентировкой зерен. На поверхностях галек, перенесших совместную пластическую деформацию, развиваются характерные поверхности трения (зеркала скольжения) со штриховкой, ориентированной в общем направлении течения вещества. На каждой выпукло-уплощенной поверхности гальки, как правило, зеркала скольжения развиты по ее склонам, а в средней части находится нейтральная зона, где скольжение незначительно или отсутствует совсем. Такие гальки нередко сходны с типичными будинаж-структурами, образованными за счет разлинзования прослоев кварцитов.



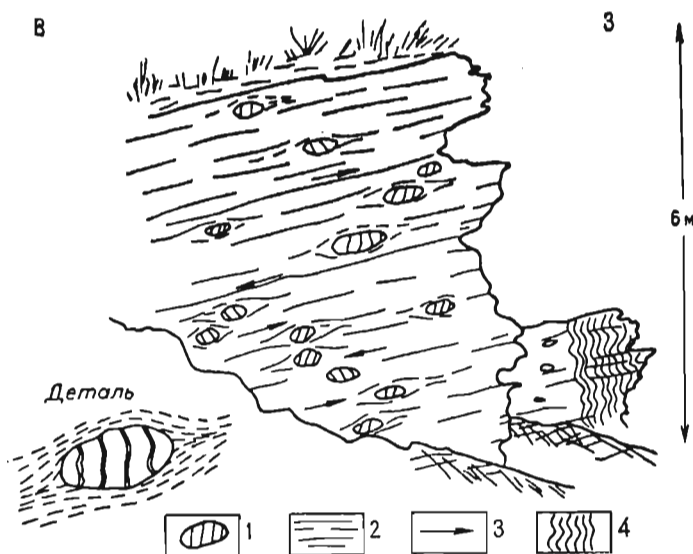
Фиг. 88. Линейность пересечения кливажа разлома со слоистостью в катавской свите; г. Катав-Ивановск, Южный Урал.

Сами гальки в процессе деформации часто разрываються в плоскости *ВС*. Эти трещины отрыва заполняются тем же минеральным веществом, что и хвосты. Ориентировка таких трещин отрыва в пространстве закономерная, и замеры их с учетом пластического удлинения галек (включений) позволяют определять направление движения вещества слоев в региональном плане как при кливаже разлома (фиг. 89), так и кливаже течения.

Интенсивное послойное течение пород вдоль оси α сопровождается разлинзованием отдельных слоев. Первичная слоистая текстура полностью или частично нарушается и в породе на поверхностях отдельностей, параллельных сланцеватости, проявляется характерная полосчатая линейность, обычная для складок регионального течения.

Микроскопическое изучение полосчатой линейности течения в графито-кварцевых сланцах показывает, что в строгом соответствии с види-

мыми линейными структурами находится ориентировка оптических осей кварца. Кварц образует игловидные агрегаты и ленточные скопления, вытянутые в направлении течения вещества.



Фиг. 89. Будиная галек в сыльницкой серии по кембрийской системе кливажа разлома. Пос. Се-ребрянка, Средний Урал.

1 — гальки кварца в тиллитовидных конгломератах; 2 — кливаж разлома; 3 — направление относительных смещений по кливажу; 4 — слоистые филлитовидные сланцы.

Формы отдельностей пород, связанные с линейными структурами

В результате развития деформаций течения вдоль оси α и скалывания по системам регионального кливажа разлома породы приобретают способность легко раскалываться в направлении вторично развившихся поверхностей. Эта способность деформированных пород отражена в самом термине «кливаж» (раскалывание, расщепление). В случае взаимного пересечения кливажа и слоистости, разновозрастных систем или разных генераций кливажа разлома и кристаллизационной сланцеватости (кливажа течения) в породах развивается не одно, а два или более направлений, по которым образуется отдельность. Обычно выделяются следующие отдельности пород тектонического происхождения, связанные с системами кливажа: брусчатость, ребристость, пластинчатость, карандашные и веретенообразные формы. В работах западноевропейских ученых брусчатость и ребристость называются также муллион-структурой или муллион-кливажем (Gutard, 1961).

Поскольку рассматриваемые линейные отдельности формируются благодаря пересечениям плоскостных структур, закономерно связанных с региональными тектоническими формами, то естественно, что указанные отдельности создают характерные выдержанные направления. Большой частью они отвечают направлению l' -линейностей самых поздних деформаций, вызванных кливажем разлома. В случае пересечения интенсивных плоскостных деформаций вдоль этой линейности ориентуются гетероморфные минералы и включения.

Для ленточной линейности характерна пластинчатая занозистая отдельность, которая очень выразительна и резко отличается от карандашной или брусчатой форм отдельностей. Перечисленные линейные формы отдельностей являются надежным признаком, помогающим обнаруживать перекрещивающиеся структуры при геологическом картировании и дешифрировании аэроснимков.

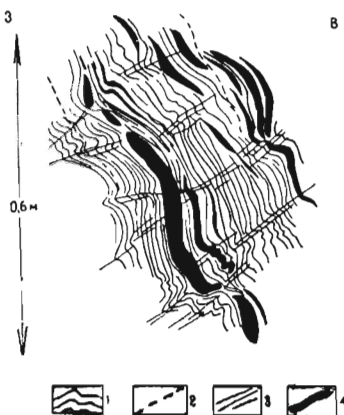
ГЛАВА 17. БУДИНАЖ-СТРУКТУРЫ

Будинаж-структуры возникают большей частью в слоистых толщах пород, сложенных чередующимися жесткими и пластичными слоями, т. е. образованиями с разными механическими свойствами. Будинаж-структуры являются особой формой проявления пластичных разрывных структур в деформированных толщах пород и тесно связаны с элементами региональной линейности. Они сопровождают разнообразные складчатые и разрывные нарушения, находясь с ними в определенных закономерных взаимоотношениях, а также возникают в других геодинамических обстановках. Многие частные проявления будинаж-структур, образовавшиеся разными путями, весьма сходны между собой. Но в сочетании с характерными внутренними деформациями пород они могут служить иногда и признаком для выделения вполне определенных тектонических форм нарушений.

Одним из главных условий образования будинаж-структур является гетерогенность физико-механических свойств горных пород. Причем в основе этой гетерогенности лежит их зернистое строение. Разные минералы, составляющие горные породы, по-разному сопротивляются деформациям. Более податливые начинают разрушаться или течь в первую очередь и при этом вовлекают в деформацию зерна менее податливые, с высокими константами упругости, которые испытывают разрывы, хрупкие или пластические.

Фиг. 90. Будинаж прослоев кварцита среди кварцево-хлоритовых сланцев. Г. Теплая, вблизи пос. Билимбай, Средний Урал.

1 — сланцеватость, совпадающая со слоистостью; 2 — кливаж разлома I системы; 3 — кливаж разлома II системы; 4 — будины кварцитов (некоторые напоминают гальки).



В более крупных масштабах гетерогенность обусловлена слоистой текстурой осадочных, метаморфических и интрузивных пород. Интрузии — массивные и жесткие образования, и эти их качества препятствуют развитию в них пластических деформаций; они обычно разрываются и растаскиваются в пластическом потоке. Будинаж характерен также для прослоев кварцитов, которые распадаются на многочисленные кус-

ки, обдавленные со всех сторон, напоминающие иногда развальцованные гальки (фиг. 90). Такие образования нередко принимают даже за конгломераты.

Формы структур будинажа весьма разнообразны. Г. В. Тохтуевым (1969) составлена их детальная классификация и выделены 12 морфологических типов. Морфологические определения, предложенные Г. В. Тохтуевым, удобны для описания структур будинажа в качестве терминов свободного пользования. К числу таких форм относятся: линзовидные, овальные, круглые, бочковидные, S-образные, квадратные, прямоугольные, ромбовидные, неправильные (в поперечном сечении) будины.

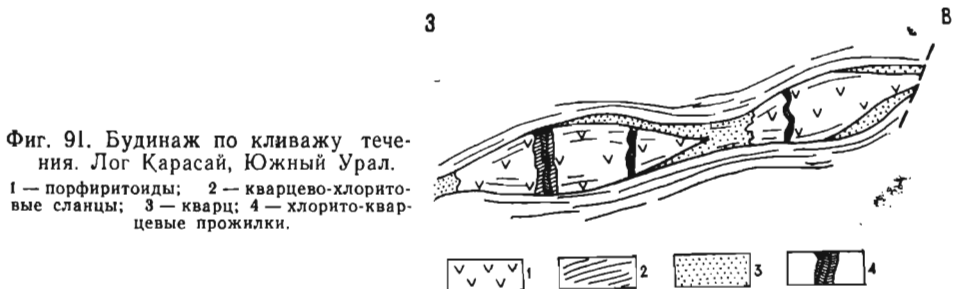
Значительно более важным является определение генетических типов структур будинажа, т. е. разделение на основе принадлежности их к тем или иным типам тектонических дислокаций. В группе тектонического будинажа Г. В. Тохтуев выделяет два генетических типа: складчатый и приразрывный. Отдельно рассматривается им будинаж, образующийся при метаморфизме, вулканогенный, а также возникающий в условиях гипергенеза. Однако обособление будинажа, связанного с метаморфизмом, по-видимому, недостаточно обоснованно, так как в метаморфических толщах эти явления прежде всего обусловлены процессами течения вещества в других тектонических формах — складках и разрывах.

Будинаж в складчатых структурах образуется при различных механизмах складкообразования. Особенно типичные формы этих дислокаций развиваются в связи с формированием подобных складок изгиба (второго вида) в складках течения, скалывания и волочения.

В складках изгиба весьма распространены явления послынного течения пород, преимущественно на их крыльях, где происходит уменьшение нормальной мощности слоев за счет их раздавливания. Раздавливание пород с различными механическими свойствами, естественно, сопровождается разрывами и растаскиванием отдельных частей слоев. Большой частью будинаж, связанный со складками изгиба, развивается в неметаморфизованных, слабо литифицированных толщах пород и является одним из составных структурных элементов складок внутрислойного течения. Таким образом, хотя будинаж-структуры ориентированы закономерно относительно крупных складок изгиба, но непосредственно они связаны с послынным течением пород и с отдельными складками течения.

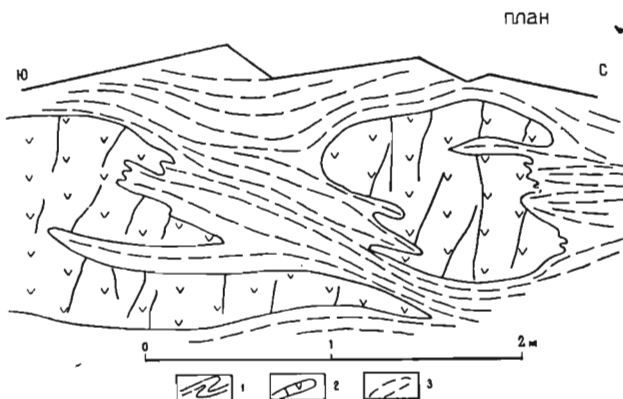
Особенно интенсивно будинаж-структуры развиты в складках течения среди метаморфических толщ пород. Механизм образования этого будинажа связан с описанными выше особенностями формирования комплекса складчатых структур и кливажа течения. Будинаж появляется преимущественно в зонах выжимания вещества и в раздавленных крыльях складок течения. Здесь находятся характерные линзовидные формы компетентных слоев, обтекаемые сравнительно равномерно со всех сторон поверхностями кливажа течения. В промежутках между будинами, в шейках и на торцовых частях слоев (при полном разрыве), как правило, имеются участки относительно пониженного давления, и в этих тенях давления развиваются втеки вещества вмещающих пород, в которых происходит его перекристаллизация и даже сегрегация. Например, в гнейсах втеки представлены часто пегматитами или преимущественно кварцевым материалом. Обычно состав втеков более кислый, чем в слоях, вмещающих будины. Здесь же накапливаются и рудные компоненты (сульфиды, железо и др.). На месторождениях межбудинные участки отличаются высокими концентрациями рудного вещества.

В отдельных случаях накопление межбудинного вещества происходило в несколько стадий. Вдоль ранее образованных и заполненных кристаллическим веществом поперечных разрывов, разделяющих будины, образуются новые разрывы, которые заполняются тем же веществом из вмещающих пород или несколько измененным по составу. На фиг. 91 можно видеть четыре стадии такого растяжения. Указанные факты свидетельствуют о том, что процесс происходил непрерывно-прерывисто, то убыстряясь, то замедляясь. Здесь также видны две формы торцовых ограничений будин: линзовидная и блоковая. Из них блоковая явно более поздняя. Г. В. Тохтуев (1967) отмечает, что в железистых и сланцевых формациях Кривого Рога линзовый будинаж более ранний, чем блоковый.



Фиг. 91. Будинаж по кливажу течения. Лог Карасай, Южный Урал.
1 — порфироиды; 2 — кварцево-хлоритовые сланцы; 3 — кварц; 4 — хлорито-кварцевые прожилки.

Хорошо известны два вида сочетания линзовидных будин, образованных в слоистых текстурах: четковидный (см. фиг. 91) и кулисообразный (фиг. 92). Этот элемент имеет важное значение для распознавания происхождения будинаж-структур.

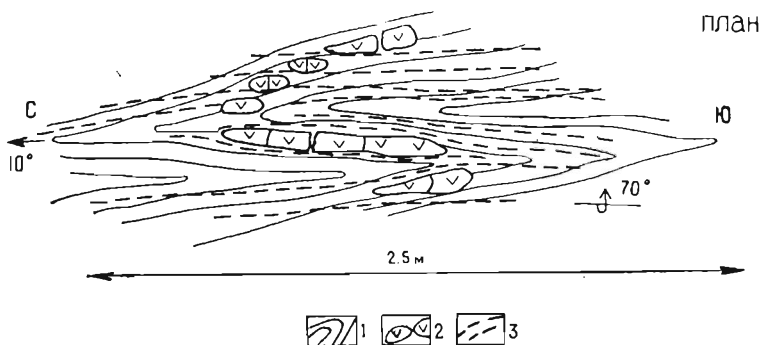


Фиг. 92. Будины дайки порфиров среди лудловских известняков в крыле складки течения. Д. Кунгурка, Средний Урал.
1 — контакты пород, согласные с рассланцеванием; 2 — дайки порфиров; 3 — рассланцевание.

Кулисообразное расположение будин наблюдается в структурах, связанных с кливажем разлома. Первоначальное секущее положение кливажа разлома по отношению к слоистости является причиной разделения слоя на множество тончайших блоков-микролитов. Установлено, что поверхности скольжения по кливажу разлома при переходе в компетентные слои всегда концентрируются в виде узких пучков и рас-

членяют эти породы на более крупные части. Поэтому блоки в таких слоях обособляются достаточно резко. На крыльях складок скалывания, где амплитуды относительного проскальзывания микролитонов особенно значительны, слои нередко полностью расчленяются на отдельные фрагменты, но характерное кулисообразное сочетание линзовидных будин сохраняется. Поверхности кливажа разлома, обтекающие две смежные будины, всегда в одной из них начинаются с нижней стороны и выходят в другую с верхней. Иначе говоря, по ним определяется правый или левый рисунок деформированной пачки слоев, обычный для соотношения кливажа и слоистости в складках скалывания.

В складках течения в опрокинутых крыльях, где кливаж занимает секущее положение по отношению к слоистости-полосчатости, линзовый будинаж имеет кулисообразную форму сочетания, а в согласных крыльях — четковидную (фиг. 93). Таким образом, для складок течения характерны две формы будин: четковидная и кулисообразная. По отношению к осям складок течения в согласных крыльях будины длинными осями вытянуты перпендикулярно или диагонально, как и в других видах линейностей течения. В опрокинутых же несогласных крыльях этих складок будины слоев ориентированы вдоль осей структур. В складках скалывания будины вытянуты в основном согласно с осью *В* деформации и совпадают с линейностью пересечения кливажа со слоистостью.



Фиг. 93. Изоклиальная складчатость в лудловских известняках около д. Кунгурки и будинированная дайка порфиритов. Виден согласный и секущий кливаж течения.

1 — слоистость в известняках; 2 — дайки порфиритов; 3 — рассланцевание.

В районах, где развиты наложенные дислокации разных генетических типов или разных генераций, будинаж проявляется в более сложных формах. Для выявления этих дислокаций и определения их ориентировки необходима реставрация ранних структур.

Будинаж-структуры закономерно связаны с отдельными складками, а сами складки — с региональными тектоническими структурами. Поэтому ориентировка линейных будинаж-структур позволяет восстанавливать кинематику формирования региональных нарушений. Например, линейные элементы будинажа, связанного с кливажем течения, отражают центростремительное направление течения вещества пород с крыльев и периклиналей кливаж-антиклиналей к их сводам.

Будинаж зон разрывных нарушений обычно представлен в виде тектонического разлинзования и рассланцевания пород, возникающего в процессе разрывообразования. Такое рассланцевание особенно характерно для сдвигов, а также надвигов, в которых всегда ин-

тенсивно проявляется местное сжатие, вызывающее раздавливание блоков пород. Строение тектонических зон, как правило, сложное, в них чередуются самые разнообразные породы, и это способствует развитию течения вещества с неравномерной скоростью. Таким образом, имеются все условия для образования будинаж-структур в зонах разломов и поэтому описываемые явления в них весьма распространены.

Однако формы будин, их пространственная ориентировка, взаимное расположение — все это существенно иное, чем в складчатых структурах. Прежде всего здесь нет линейностей пересечений с закономерными ориентировками и крайне редко находится устойчивая линейная направленность течения материала (особенно в достаточно широких зонах нарушения — до 100—200 м). В них можно обнаружить обжатые, ограниченными поверхностями скольжения, обломки пород с достаточно выдержанными направлениями движения, определяемыми по штрихам и бороздам. Штрихи только суммарно, по преобладанию, отражают характер общего движения вдоль разрывов (сдвигов, надвигов); обычно они очень разнообразны. В зонах милонитов направлению течения подчинены вторичные изменения в текстурах пород. В них часто оси зерен кварца получают устойчивую ориентировку, параллельную штрихам на зеркалах скольжения, но только в узких зонах. Следовательно, для таких случаев пригодны статистические микроструктурные исследования ориентированных шлифов. С помощью этих исследований возможно определение линейных структур микробудинажа в зонах разломов, что важно для выяснения механизмов разрывообразования.

ГЛАВА 18. ОСНОВНЫЕ ФОРМЫ НАЛОЖЕННЫХ И ПЕРЕМЯТЫХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

В сложно дислоцированных толщах пород наложенные и перемятые складки распространены очень широко. Они подробно описываются во многих работах зарубежных авторов (Weiss, 1955, 1959; Elliot, 1968; Ramsay, 1960; Gutard, 1961) и рассматриваются в отечественной литературе (Елисеев, 1953, 1967; Дук, 1967; Горлов, 1967). Особенности строения сложных перемятых и наложенных складчатых структур изучены еще недостаточно. Но уже сейчас можно сказать, что роль их во многих исследованиях явно недооценивается.

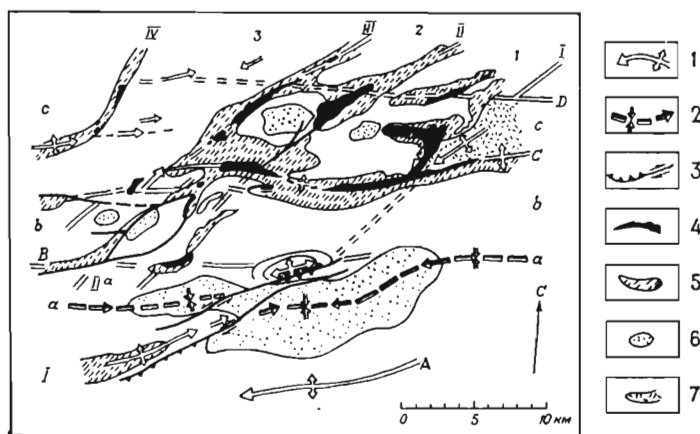
Имеются простые формы перемятых складок, в которых пересекаются два или три вида дислокаций, и очень сложные, когда таких перекрещивающихся и наложенных одна на другую форм значительно больше. Местами ранние формы настолько передислоцированы и стертые, что распознать их бывает невозможно. Такие факты уже отмечались выше, и все они связаны с древними метаморфическими комплексами пород.

Резкие изменения тектонических напряжений вызывают переориентировку элементов ранее образованных складчатых структур. Наложённые складки и переориентированные структуры легче выявляются в тех случаях, когда разновозрастные дислокации принадлежат к различным генетическим типам, и труднее, когда суммируются деформации однородные, например, складки изгиба.

Наложение складок изгиба на ранние складки изгиба — явление обычное, но внешне маловыразительное, так как складки изгиба более других пликативных форм способны к унаследованному развитию. Поэтому такой тип взаимоотношений структур для реставрации ранних дислокаций наименее удобен. Выделить поздние, наложенные, складки изгиба и более ранние, перемятые, в сплошной сложной

складчатой структуре удается лишь в тех случаях, когда строго намечаются два направления пересекающихся складчатых осей (фиг. 94).

Очень часто между двумя структурными ярусами имеет место угловое несогласие. Здесь влияние наложенных структур можно выявить построив для обоих ярусов структурные карты складок изгиба в изогипсах каких-то маркирующих горизонтов. Направление ранних осей складок определяется путем вычитания структуры верхнего яруса из структуры нижнего. Такие приемы удаются больше в районах с пологой платформенной складчатостью и детально разбуренных, а также на площадях с хорошей обнаженностью. В складчатых же поясах большего эффекта можно достигнуть при изучении морфологических особенностей складок изгиба различных стратиграфических уровней. Примеры подобного анализа структур приведены в главе 9, в описаниях складчатости Магнитогорского синклинория.



Фиг. 94. Структурная схема поперечных складок в Высоком Атласе (Л. У. де Ситтер, 1960).

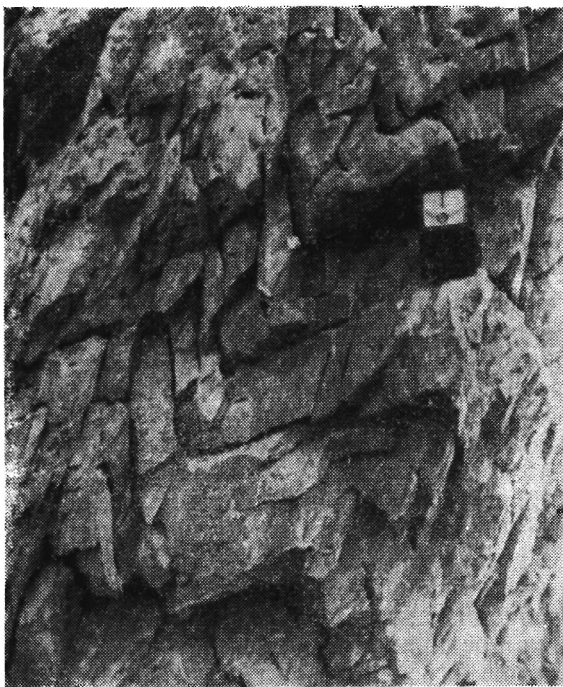
1 — погружающаяся антиклиналь; 2 — погружающаяся синклиналь; 3 — сбросы, надвиги или сдвиги; 4 — триас; 5 — нижнелайсановые известняки; 6 — доггер, мергели; 7 — герцинские сланцы.

Наложённые складки изгиба удается выявить и в тех случаях, когда между двумя фазами их формирования проявляются дислокации, которые существенно отличаются от складчатых, например, системы регионального кливажа разлома или кливажа течения, разрывные нарушения. При этом для явно наложенных на складки изгиба поверхностей кливажа (или разрывов) устанавливается дополнительное более позднее вращение вокруг каких-то осей, совпадающих с осевыми линиями основных, поздних складок.

Наложение складок скалывания на складки изгиба широко распространено в центральных частях складчатых поясов. Складки скалывания, как правило, имеют небольшие размеры, и осложнение ими ранней складчатой структуры можно наблюдать непосредственно в обнажениях. Изучение таких наложенных дислокаций необходимо для реставрации более ранней складчатой формы, которая по размерам элементов залегания слоистости не распознается.

Наличие ранних складок изгиба и наложение на них складок скалывания определяются по-разному. Это можно установить по проявлениям в горных породах кливажа разлома, наложенного на трещины скалыва-

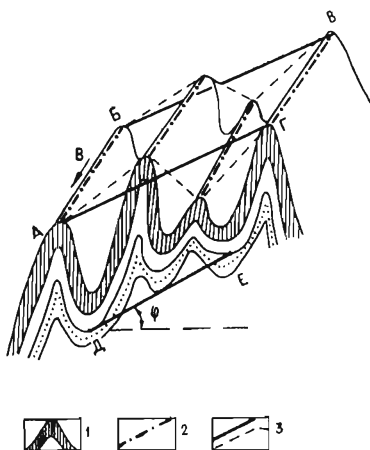
ния и отрыва, характерные для складок изгиба. Нередко плоские блоки, образованные этими трещинами, дислоцированы в складки скалывания подобно слоям (фиг. 95).



Фиг. 95. Тектоническая трещиноватость в порфиритах невянской свиты, перемятая в складках скалывания (пос. Нейво-Рудянка, Средний Урал).

Реставрация элементов структуры ранних региональных складок изгиба производится путем определения в дислоцированной толще пород положения зеркала мелкой наложенной складчатости скалывания (фиг. 96). Изучение складок скалывания показывает, что их шарниры во

Фиг. 96. Зеркало складчатости (АВВГ) в складчатом блоке.
1 — сложенный слой; 2 — шарниры складок; 3 — линии зеркала.



всех случаях достаточно правильны и устойчивы для значительных площадей как по простираанию, так и по углам наклона. Это означает, что они расположены вдоль какой-то правильной поверхности, соответствующей наклону зеркала складчатости, которое, в свою очередь, параллельно границам толщи пород, равномерно смятой в мелкие складки.

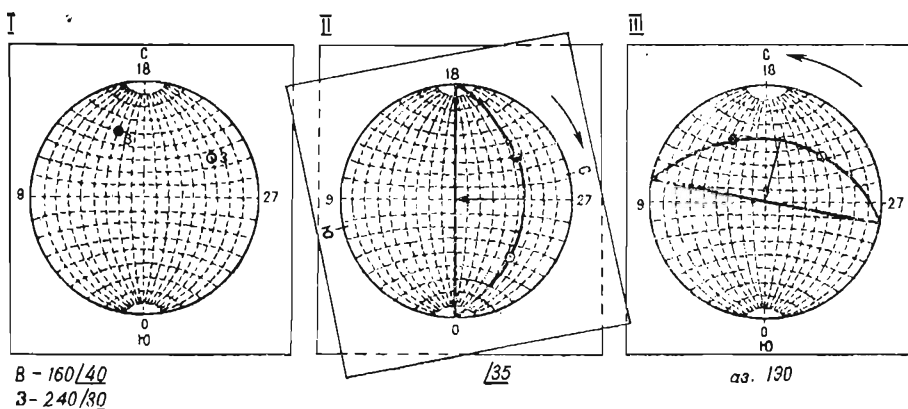
Особенно часто элементы залегания горных пород по зеркалу складчатости приходится определять в древних толщах и метаморфических комплексах пород, смятых в интенсивные изоклинальные складки. В обнажении, где имеется система непрерывных связанных складок, необходимо выделить какой-то отдельный маркирующий слой, прослеживающийся отчетливее и дальше других. По определению К. Г. Войновского-Кригера (1948), это «сложенный слой» (см. фиг. 96). Границы пространства, занятые сложением гармониеобразным слоём, очерчиваются двумя главными поверхностями, из которых одна, как видно на рисунке, соединяет синклинали, а другая — антиклинальные шарниры складок. Указанные поверхности соответствуют зеркалу складчатости. Проследивание сложенного слоя в пределах этих границ позволяет выделять более крупные складчатые формы, которые были осложнены наложенной на них (или сопряженной с ними) складчатостью низшего порядка. Таким способом снимается влияние частных углов падения слоев, т. е. мелкой складчатости, и выясняется пространственное положение слоистости в породах до образования в них наложенной складчатости. На основе рассмотренных построений определяются средние углы наклона основных стратиграфических подразделений, их относительное гипсометрическое положение и позиция в главных складчатых структурах района, а также истинные мощности толщ и свит.

Поскольку обе поверхности, ограничивающие сложенный слой, соответствуют положению зеркала наложенной складчатости, то для проследивания маркирующего слоя достаточно одной из них, например, соединяющей шарниры антиклиналей. Чтобы выявить зеркало складчатости в дислоцированном слое, необходимо либо мысленно, либо отметками на обнажении наметить линии, соединяющие шарниры смежных однозначных складок по одному слою *вкрест их простираия*. Назовем их линиями зеркала (см. на фиг. 96 *АГ* и *ДЕ*). В непрерывной складчатой структуре желательно такими линиями соединять наиболее удаленные друг от друга шарниры, так как при этом снивелируются значительные различия в амплитудах частных складок и элемент случайности в определении сразу уменьшится. Однако если складки достаточно симметричны, то нельзя пренебрегать определением линии зеркала даже по двум смежным изгибам.

Для линии зеркала *АГ* находится значение видимого азимута и угла наклона (φ) вдоль естественного среза обнажения. Одновременно производятся измерения азимутов и углов погружения шарниров складок (β). Линии зеркала и шарнира лежат в одной плоскости зеркала складчатости. По этим двум пересекающимся линиям с известными значениями углов и азимутов наклона легко определяется и положение зеркала складчатости.

Определение последнего с помощью сетки Шмидта наиболее удобно и достаточно точно (фиг. 97). На кальку, имеющую ориентировку С—Ю, наложенную на сетку, наносят в виде точек азимут и угол наклона наблюдаемых шарниров (точка *В*) и линий зеркала (точка *З*). Эти исходные точки могут быть получены даже по двум замерам, как показано на рисунке. Но при увеличении числа измерений точность возрастает, так как они могут быть представлены в виде статистических диаграмм (изолиний плотностей точек), в которых исходными точками будут полюса с максимальными процентами концентрации.

Поскольку линии зеркала и шарниров пересекаются и лежат в одной плоскости, их можно соединить дугой большого круга той же сетки Шмидта. Для этого необходимо повернуть кальку до совмещения этих точек на одной дуге (см. фиг. 97, II). Наклон полученной дуги ра-



Фиг. 97. Определение положения зеркала складчатости на стереографической сетке.

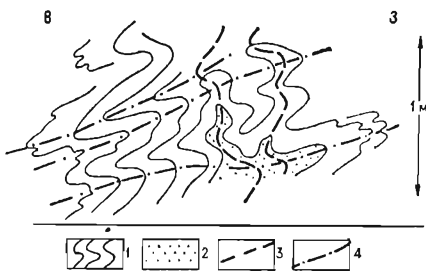
вен углу падения зеркала складчатости. Азимут падения определяется совмещением линии С—Ю с полюсами сетки Шмидта. Эти данные характеризуют положение в пространстве зеркала складчатости и отвечают также залеганию толщ пород. Пользование сетками Шмидта и Вульфа рассматривается подробно в ряде работ (Лукин, Чернышев, Кушнарв, 1965; Фролов, 1957; Елисеев, 1953).

Для быстрого, но более приближенного определения залегания сложного слоя элементы простираения и падения зеркала складчатости во многих случаях замеряются непосредственно на обнажении. Для этого зеркало мысленно прослеживается в складчатой структуре и горный компас ориентируется по нему, как при замере залегания слоев.

Там, где имеются наложенные складки скалывания, формы предшествовавших им складок изгиба деформированы также и по системам кливажа разлома. Описанная выше характерная особенность кливажа разлома — развитие по нему мельчайших взбросовых перемещений сопровождается значительным поворотом крыльев складок изгиба вокруг оси *В* поздней деформации. Так как оба крыла складки в зоне с одним падением кливажа разлома вращаются при этом одинаково, то одно из крыльев, согласное с направлением падения кливажа, частично выполаживается, а другое, несогласно секущееся им, становится более крутым

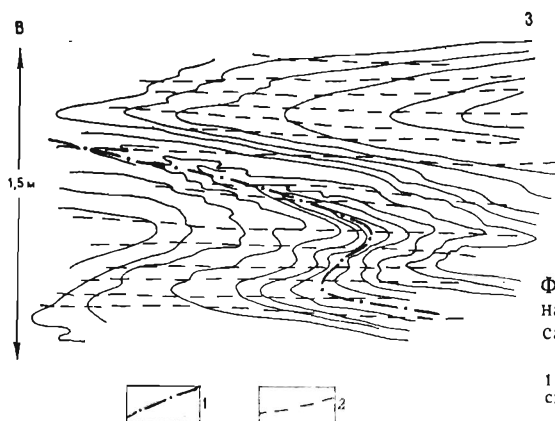
Фиг. 98. Перемятые складки в кварцево-хлоритовых сланцах и кварцитах верхнего протерозоя. Южный Урал, среднее течение р. Тогузак.

1 — кварцево-хлоритовые сланцы; 2 — кварцитовидные песчаники; 3 — осевые поверхности складок течения ранней системы кливажа; 4 — осевые поверхности складок скалывания, согласные с позднепалеозойской системой кливажа разлома.



и при достаточной интенсивности процесса опрокидывается. Опрокинутое залегание толщ пород в данном случае является наложенной дислокацией, которая обычно устойчива и поэтому прослеживается на значительных площадях.

Перемятые и наложенные складки скалывания и регионального течения — это наиболее сложный тип пересечения складчатых структур. Такие взаимоотношения обычно развиты в метаморфических комплексах пород. В них наблюдается наложение: поздних складок течения на ранние складки течения, складок скалывания на складки течения, складок течения на складки скалывания и складок скалывания на складки скалывания. В складках течения и скалывания слои всегда дислоцированы интенсивно — часто в виде изоклинальных форм, которые в перемятом состоянии распознаются с большим трудом. Структурный рисунок таких дислокаций весьма своеобразен, особенно в метаморфических комплексах (фиг. 98, 99).



Фиг. 99. Перемятые складки регионального течения в биотитовых гнейсах на левом берегу р. Ай в западной части г. Златоуста.

1 — ось перемятой нижнепротерозойской складки; 2 — кливаж течения кембрийской системы.

В рамках одного орогенного цикла складки скалывания обычно наложены на складки течения, т. е. они являются более поздними образованиями. Складки течения бывают и очень мелкими и довольно крупными. Нередко они достигают в поперечнике сотен метров и нескольких километров, и тогда складки скалывания являются лишь осложняющими структурами, так как для них предел — первые десятки метров. Поэтому восстановление первоначальной формы этих складок течения производится теми же способами, что и реставрация складок изгиба. Однако следует учитывать, что крупные складки течения сами обычно осложнены мелкими складками течения, той же генерации, т. е. образованными одновременно с ними, и это создает дополнительные сложности при исследованиях.

При анализе рассматриваемых деформаций всегда необходимо учитывать генетические (кинематические) признаки складок. Только они позволяют различать отдельные разновидности складок и их взаимоотношения в перемятых формах.

Наложение складок изгиба на складки регионального течения выясняется по деформациям в складках изгиба характерных структур регионального кливажа течения и правильных изгибов сланцеватости. Сланцеватость, линейности (α и β), замки и осевые поверхности складок образуют при этом правильные изгибы вокруг сводов наложенных складок. Если последние невелики, то их присутствие обнаруживается непосредственно в обнажениях горных пород. Крупные наложенные складки изгиба определяются только в результате детального изучения элементов залегания кливажа течения в пределах известных кливаж-антиклиналей, т. е. по нарушениям строения этих региональных форм.

Наложение складок изгиба на системы кливажа разлома (и на складки скалывания) определяется по нарушениям закономерной веерообразной формы этих структур. В отдельных складках изгиба кливаж разлома образует характерные местные вееры. В них выявляется отчетливая зависимость наклонов кливажа разлома от углов наклона слоев в крыльях. Углы наклона кливажа к линии горизонта здесь обычно сильно отклоняются от средних значений ($45\text{--}50^\circ$) в ту и другую сторону.

Определение нормального и опрокинутого залегания слоев в сложных дислокациях (зонах с интенсивной изоклинальной и перемятой складчатостью) является одной из важных задач исследований. Без этого невозможны обоснованные построения, структурные или стратиграфические. В таких регионах необходимо доказывать не только опрокинутое, но и нормальное залегание толщ пород, особенно при анализе перемятой складчатости.

Существует много способов определения кровли и подошвы толщ пород. Наиболее надежным является, конечно, палеонтологический. Но не везде имеется фауна, ее нет обычно в древних толщах и там, где дислокации особенно сильны. В таких случаях используют ритмичную слоистость, особенно во флишевых толщах, для которых характерно чередование слоев по схеме трансгрессивного цикла. Производят наблюдения за следами волновой ряби, косой слоистостью, трещинами усыхания, особенностями строения лавовых покровов (Ажгирей, 1966; Вассоевич, 1948; Шрок, 1950; Твенхофел, 1932).

Большое внимание при определении нормального и опрокинутого залегания слоев уделяется также структурным признакам, в частности, соотношению кливажа и слоистости асимметрии складок скалывания, течения, оползания.

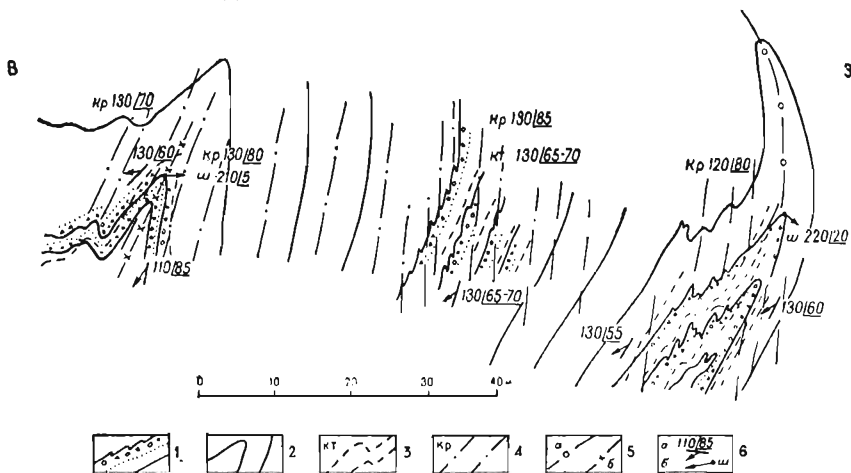
Во всех учебных пособиях по структурной геологии указывается, что если кливаж круче слоистости, то положение слоев нормальное, если положе — опрокинутое. В значительной части случаев эти признаки достаточно надежны. Однако исключения из этого правила очень распространены и их следует рассмотреть.

В разделе о кливаже разлома при описании соотношения его со складками изгиба подчеркивалось, что он независим от этих форм и накладывается на них, имея разные углы встречи со слоистостью. В примере со структурами около д. Верхне-Ослянки (см. фиг. 71) хорошо видно, что этот кливаж участками наложен на перевернутые ритмы слоев ашинской свиты. Поэтому в одних случаях кливаж круче, а в других — положе слоев с общим моноклинальным залеганием.

В качестве другого примера можно привести дислокацию метаморфических толщ в районе г. Златоуста (фиг. 100). Здесь на северо-восточном склоне горы Бутыловки обнажаются слюдяно-кварцево-полевошпатовые и слюдяно-хлорит-полевошпатовые сланцы с прослоями амфиболитов и правильным послойным развитием в них граната и ставролита. Примечательно, что гранат и ставролит в разрезе каждого слоя развиты неравномерно. В верхних частях слоев их кристаллы очень крупны и составляют значительную часть породы, а цемент меланократовый; к нижним же частям слоев (к подошве) постепенно количество граната и ставролита, а также размеры зерен уменьшаются, и в лейкократовых прослоях эти минералы совсем отсутствуют. Вблизи г. Златоуста такая четкая ритмичность, позволяющая определять верх и низ слоев, устанавливается в разных частях разреза. Кроме отчетливой слоистости и ритмичности, здесь же наблюдаются замки складок скалывания и складок регионального течения, а также системы кливажа разлома и кливажа

течения. Таким образом, исходных данных для выяснения последовательности напластования в рассматриваемом районе достаточно.

За основу общего структурного построения взята наблюдаемая в породах слоистость и ее изгибы в складках. Среди дислокаций, выявленных в обнажении, наиболее ранней представляется антиклинальная складка (правая на рисунке) почти с параллельными крыльями и острым замком. Ритмичная слоистость в ее замке нормальная, что указывает на более древний возраст слоев в ядре по сравнению с крыльями. Кливаж течения в западном крыле согласный со слоистостью, а в восточном — секущий. Такие структурные признаки позволяют отнести это нарушение к региональным складкам течения.



Фиг. 100. Перемятые складки регионального течения в верхнепротерозойских метаморфических сланцах. Г. Златоуст (у драмтеатра)
Южный Урал.

1 — коренные выходы метаморфических сланцев с ритмично развитым гранатом и прослеженными контактами слоев; 2 — залегание слоев по интерполяции на основе смежных обнажений; 3 — перемятый кембрийский кливаж течения; 4 — позднепалеозойский кливаж разлома; 5 — осевые поверхности складок; а — течения (перемятая в складке изгиба), б — скальвания; 6 — элементы залегания: а — слоев, б — шарниров складок.

На основании описанных выше особенностей строения и образования региональных складок течения в рассматриваемой антиклинали нормальным верхним крылом следует считать западное, а это означает, что замок складки первоначально был обращен на восток. Современное нарушенное положение складки показывает, что ее осевая поверхность дислоцирована какими-то более поздними движениями.

Моноклираль восточного крыла складки течения прослеживается вкрест простирания структуры на 60—70 м, и характер ритмов в ней на всем протяжении одинаков. Но в восточной части обнажения находится серия складок скальвания позднепалеозойской системы кливажа разлома с крутыми углами падения (70—85°). Любопытно, что в них ритмы в замках структур перевернуты, а кливаж разлома пересекает слои в крыльях, как в нормальной складке скальвания, но в перевернутом их положении. Это свидетельствует о том, что кливаж разлома был наложен здесь уже на перевернутое крыло какой-то ранней складки.

Кливаж разлома во всем обнажении и за его пределами имеет выдержанные элементы залегания. При прослеживании его вкрест простирания слоев с востока на запад от опрокинутого западного крыла складки скальвания (где этот кливаж положе слоистости) установлено, что далее он пересекает слои с аналогично ориентированными ритмами,

но положение его относительно слоев в них уже более крутое. Местами он даже сопровождается мелкой складчатостью. Таким образом, кливаж разлома здесь наложен на нормальное (по форме ритмов) крыло ранней складки регионального течения, при этом пересекает ее осевую поверхность, где также сопровождается складками скалывания.

Чтобы реставрировать складчатую структуру, предшествовавшую кливажу разлома, нужно прежде всего мысленно повернуть складку течения около оси против часовой стрелки. Тогда ее восточное крыло станет, естественно, опрокинутым и ориентировка ритмов в нем совпадет с положением, наблюдаемым в замках складок скалывания восточной части обнажения. Следовательно, разворот и опрокидывание структуры складки течения на запад произошло после ее формирования, но до появления кливажа разлома, в связи с наложением на нее складки изгиба, которая входит в систему позднекембрийской складчатости.

Таким образом, в сложно дислоцированных толщах пород, где особенно развиты изоклиналильные складки разного происхождения, определение нормального и опрокинутого залегания пород по кливажу возможно лишь при детальном структурном анализе. Частные же наблюдения залегания горных пород могут привести к ошибочным выводам.

Необходимо учитывать также, что взаимоотношения кливажа разлома и кливажа течения со слоистостью проявляются по-разному. Первичная форма образования секущего кливажа течения находится в замках и перевернутых крыльях складок. В случаях, когда кливаж течения положе слоистости, наличие линейности пересечения и линейности среза по нему является достаточным основанием для вывода об опрокинутом залегании пород.

Если кливаж течения круче слоистости, то слои в обнажении залегают нормально, но тогда вся изоклиналильная складка опрокинута, как это показано на рисунке (см. фиг. 100). Согласно же расположение кливажа течения имеет место при нормальном и опрокинутом залегании слоев. Однако закономерное расположение кливажа в разных крыльях складок регионального течения создает в них специфическую асимметрию, на основе которой можно делать выводы о характере залегания пород. Нахождение таких складок, даже отдельных и небольших по размерам, следует использовать для определения верха и низа толщ пород согласно правилу, описанному в разделе о складках течения.

По кливажу разлома нормальное и опрокинутое залегание слоев уверенно можно картировать в толщах пород лишь со слабыми предшествующими дислокациями. При этом учитывается рисунок асимметричных складок в разрезе. Складки своим коротким крылом обычно повернуты к своду более крупной структуры, которую они осложняют, т. е. к относительно древним породам.

При определении залегания пород по складкам внутрислойного течения принимается во внимание то, что обычно срыв складчатой пачки происходит по кровле пласта; в оползневых же складках, наоборот, он в подошве. Следовательно, здесь также необходимо предварительное выявление генетической природы нарушений.

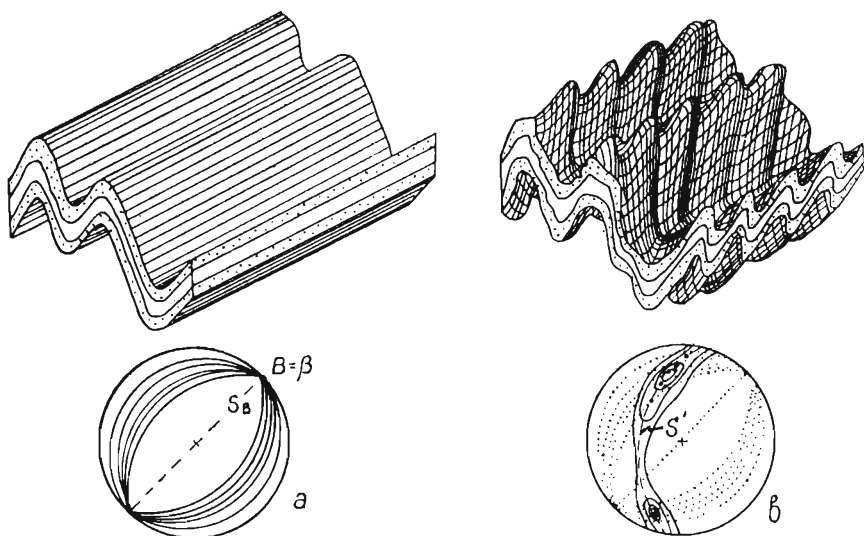
В осадочных, вулканогенных и даже метаморфических толщах признаки нормального и опрокинутого залегания пород всегда могут быть найдены. Опорными в этом отношении являются палеонтологические данные и прямые стратиграфические наблюдения, но они должны контролироваться структурными признаками.

Из всего сказанного следует, что наложенные и перемятые складки изгиба, скалывания и течения имеют весьма сложное строение. Складки

каждого отдельного генетического типа могут быть подвергнуты передислокации по складкам другого типа или последовательно по двум и более разновидностям нарушений. Для выявления отдельных перемятых структур в толщах пород применяются специальные построения на стереографических проекциях.

ГЛАВА 19. ИЗОБРАЖЕНИЕ НАЛОЖЕННЫХ СКЛАДОК СКАЛЫВАНИЯ И СКЛАДОК РЕГИОНАЛЬНОГО ТЕЧЕНИЯ НА СТЕРЕОГРАФИЧЕСКИХ ПРОЕКЦИЯХ И РЕСТАВРАЦИЯ ПЕРЕМЯТЫХ РАНИХ СКЛАДОК

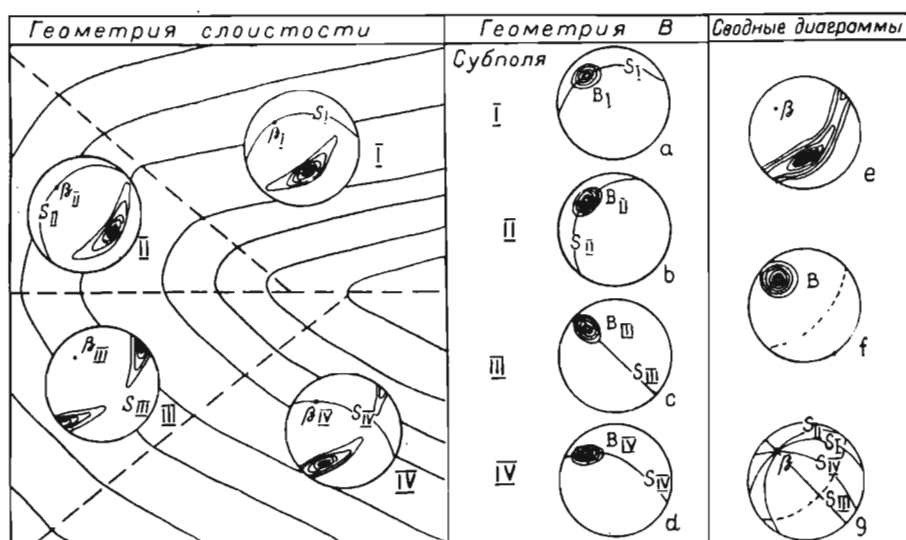
Наложение поздних складок скалывания на ранние, более крупные подробно охарактеризовано Л. Е. Вейсом (Weiss, 1959). Процесс этот рассматривается им не на конкретных примерах, а как отвлеченная, чисто геометрическая задача, поскольку в данном случае важен сам по себе метод построений, который можно применять при анализе любых наложенных структур.



Фиг. 101. Геометрия наложенных поздних складок (оси β') на ранние цилиндрические складки (оси β) (Weiss, 1959).

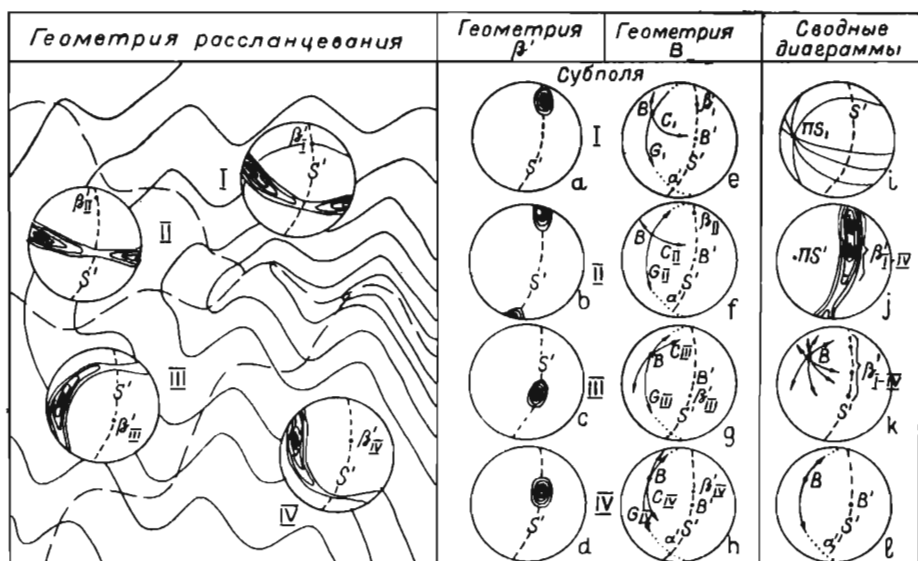
На фиг. 101 показано наложение на простую открытую складку поздних складок скалывания с осевыми поверхностями, перпендикулярными горизонту. Сформированные при этом новые оси складок нигде не будут горизонтальными, так как поверхность S также нигде не имеет горизонтального положения. Она смята около субгоризонтальной оси (β) в складки с субпараллельными осевыми поверхностями (S'). Оси складок второй генерации (β) лежат в S' по ориентировке β параллельно пересечению S и S' и не могут быть прямолинейными. Это видно из того, что оси β образуют пояс с максимумами в местах пересечения S и S' , где были полюса преимущественной ориентировки S -поверхностей. В местах же перегибов ранних складок этих пересечений наименьшее число.

На фиг. 102 изображена большая складка с погружением оси (B) и наклонной осевой плоскостью. В пределах четырех субполей (доменов) в проекциях показано положение поверхностей слоистости (S), по-



Фиг. 102. Структурная геометрия поля цилиндрической складчатости (Weiss, 1959).

люсов к этим поверхностям (πS) и β -осей. Постепенный изгиб слоев вокруг оси устанавливается по удлинению части поясов πS . В сводной диаграмме для всей складки этот пояс уже непрерывный, а слоистость имеет четыре максимума S относительно оси, вокруг которой происходило вращение слоев при складкообразовании. Наложение складок второй



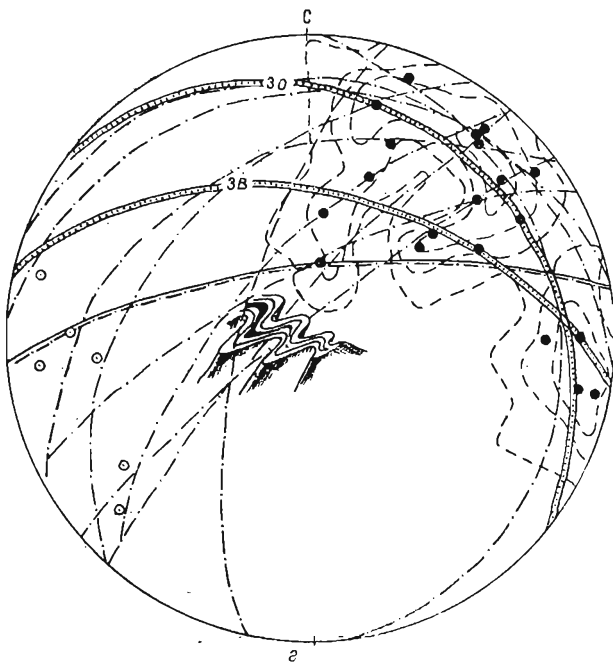
Фиг. 103. Геометрия наложения β' -складок на β -складки фигуры 102 (Weiss, 1959).

генерации на эту более раннюю структуру показано на фиг. 103. Складки от β'_I от β'_{IV} с субпараллельными осевыми поверхностями секут раннюю структуру почти вкрест ее простираения. Эти оси ведут себя различно

в каждом субполе и соответствуют положению линий пересечений S и S' . Складки второй генерации для простоты показаны с сильно сжатыми крыльями, так, что диаграммы πS имеют концентрированные максимумы и положение их, как видно из левой схемы (см. фиг. 103), в разных субполях различное. Поэтому составленный для структуры в целом сводный рисунок неправильный и ни одна из осей на нем не может быть определена. Сильно или полностью погружается и максимум β , связанный с ранней складчатостью. Это показано графически на фиг. 103, j в виде пересечения четырех поясов πS . Оси $\beta_1 - \beta_{IV}$ мелких наложенных структур в каждом субполе имеют свой максимум, совпадающий с линией пересечения S с плоскостью S' . В целом они образуют пояс (см. фиг. 103, j).

Таким образом, из рассмотренного геометрического построения видно, что элементы наложенных дислокаций в виде осей складок и полюсов слоистости закономерно изменяются относительно элементов структуры ранней, более крупной складки. Открывается возможность реставрации положения осей B ранних структур. Но этот сложный вопрос до конца Л. Е. Вейсом не решен. Он сам признает, что «нет ключа к разгадке остатков предшествующей ориентировки B » (Weiss, 1959).

Опыт комплексного анализа складок показывает, что самым надежным способом выяснения древних направлений структур является определение положения зеркала складчатости по серии наложенных складок. Зеркало наложенной складчатости всегда лежит в одном из крыльев древней перемятой складки и поэтому соответствует ее основному направлению по оси, которая отражает и общее направление структур в пункте замера.



Фиг. 104. Стереографические проекции элементов складчатых структур (складок регионального течения) в Тараташском гнейсовом комплексе. Сводная синоптическая диаграмма по трем участкам: Куватальскому, горы Камушек, южного склона г. Камушек (условные обозначения, см. табл. 6).

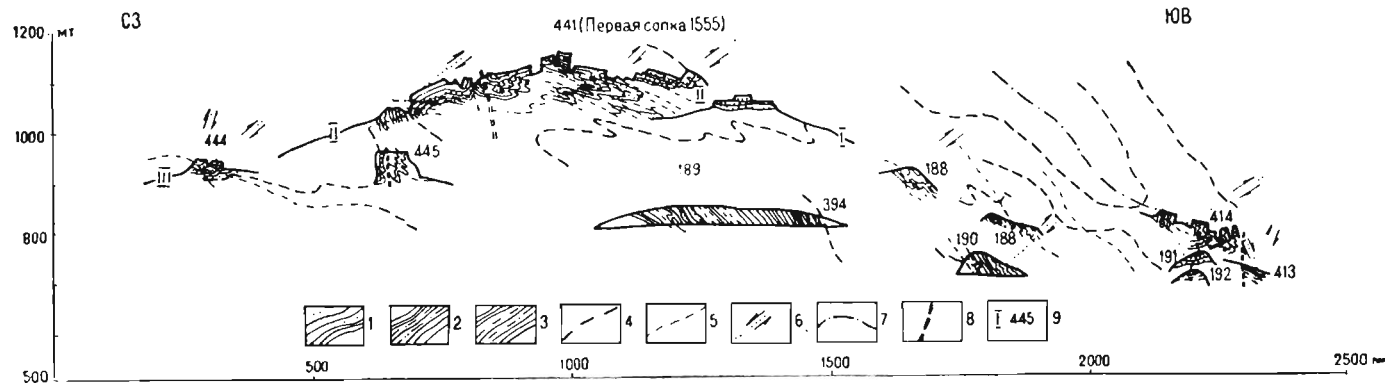
Перекрещивающиеся разновозрастные структуры можно показать на примере складчатых дислокаций Тараташского гнейсового комплекса. В нем выделяются две мощные толщи пород (снизу вверх): 1) двупироксеновые кристаллические сланцы, амфиболиты с железистыми кварци-

тами и 2) гнейсы биотитовые с силлиманитом и гранатом. Обе толщи смяты в интенсивные изоклинальные складки течения, для которых по замерам шарниров намечаются два направления: юго-западное ($210-220^\circ$) — позднее и восточное ($80-90^\circ$) — раннее (азимуты соответствуют погружению осей). В восточной части Тараташского комплекса в пределах Куватальской антиклинали произведены замеры элементов залегания шарниров складок, систем кливажа течения, полосчатости, осевых поверхностей складок, зеркала поздней складчатости, которые были вынесены на отдельные стереопроекции. На сводной диаграмме (фиг. 104) нижнепротерозойские складки течения образуют одно поле в юго-западном ее секторе. Среднее простирание зеркала кембрийской складчатости, определенное визуально в разных пунктах на обнажениях (ЗВ), имеет широтное направление. Все положения кембрийских осей соответствуют пересечениям кембрийского кливажа течения со слоистостью-полосчатостью, параллельной крыльям древних складчатых форм, которые совпадают в данном случае с указанным зеркалом складчатости. Эти оси, согласно приведенным выше положениям, всегда лежат также в плоскости зеркала складчатости. Поскольку нижнепротерозойские структуры имели выдержанное простирание, то при наложении на них кембрийской системы кливажа с устойчивым северо-восточным направлением, но с резко переменными углами наклона, образуется пояс ориентировок осей наложенных складок, совпадающий с направлением древних слоев. Этот пояс (30) отчетливо виден на сводной диаграмме (см. фиг. 104). Но он должен совпадать и с плоскостью зеркала складчатости, выявленного визуально, поскольку по нему определяются те же элементы залегания слоев в древних структурах.

Таким образом, в случаях несогласного наложения на какую-то систему складок (с устойчивым линейным простиранием) системы кливажа течения, для которой характерны различные первичные углы падения, появляется возможность графически по статистическим диаграммам определять зеркало складчатости, а следовательно, и древние простирания слоев. Для этого требуется лишь достаточное количество замеров осей поздних складок в пределах какой-то площади (домена), охватывающей позднюю структуру кливажа течения вкрест ее простирания. Однако следует иметь в виду, что вращение осей ранних складок, подобное описываемому, возможно и при наложении более поздних складок изгиба. Следовательно, необходимо учитывать и наличие таких наложенных дислокаций. Гнейсовый комплекс, в котором производились замеры, имеет в общем массивное строение, т. е. он достаточно жесткий и для формирования складок изгиба неблагоприятный.

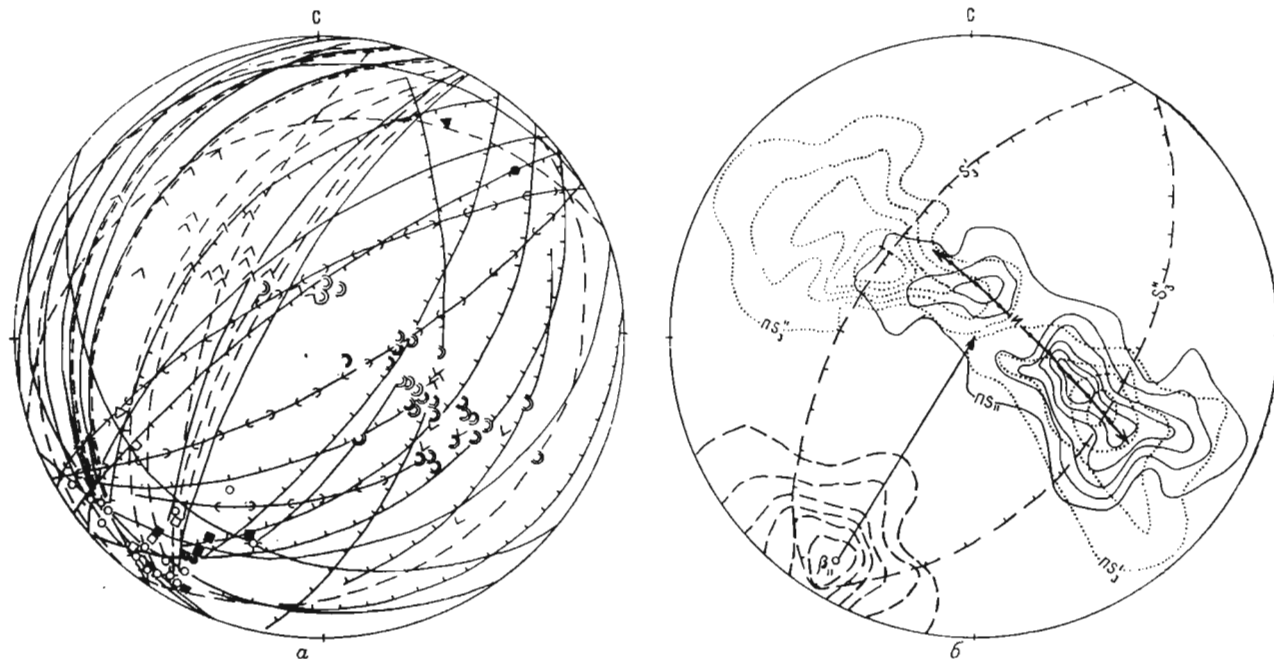
Системы регионального кливажа течения, перемятого в складки изгиба, в стереографических проекциях очень выразительны. Такие построения демонстрируются на основе деформаций, наблюдаемых на хр. Уреньга среди кварцитов и сланцев таганайской и зигазино-комаровской свит (фиг. 105, 106). При общем пологом падении слоев на восток по складкам течений определяется перевернутое залегание пород. Такое ненормальное залегание устанавливается и по опрокинутым ритмам слоистости, а также на основании залегания комплекса пород типичного для зигазино-комаровской свиты (более молодой) под таганайской свитой кварцитов (более древней). В ненарушенных же разрезах эти кварциты залегают ниже.

Перевернутое залегание пород прослеживается по складкам течения от Первой сопки до г. Златоуста, т. е. на 7—8 км. На всем указанном протяжении шарниры складок течения почти горизонтальные и по-



Фиг. 105. Структурный профиль через хр. Уреньга (Златоустовский район, Южный Урал) с изоклинальными складками регионального течения кембрийского возраста (см. фиг. 80).

1 — кварциты и хлорито-кварцевые сланцы зигальгинской свиты; 2 — серицито-хлорито-кварцевые сланцы с прослоями кварцитов; 3 — графито-кварцевые сланцы, переслаивающиеся с серицито-кварцевыми сланцами; 4 — вероятная корреляция слоев в разрезах и реставрация складок регионального течения; 5 — кембрийский кливаж течения, постлойный в непрокинутых слоях и секущий в опрокинутых слоях изоклинальных складок течения; 6 — вектор позднепалеозойского кливажа разлома ($290-310^\circ$) со взбросовой составляющей; 7 — след осевой поверхности антиклинали, перевернутой на восток вместе с кембрийской системой кливажа течения; 8 — субмеридиональные разломы типа сбросо-сдвигов; 9 — номера обнажений и разрезов.



Фиг. 106. Стереографическая проекция элементов складок течения, скалывания и изгиба (И). Хр. Уреньга к югу от г. Златоуста (к фиг. 105): *а* — данные частных замеров, *б* — синоптическая диаграмма (условные обозначения, см. табл. 6).

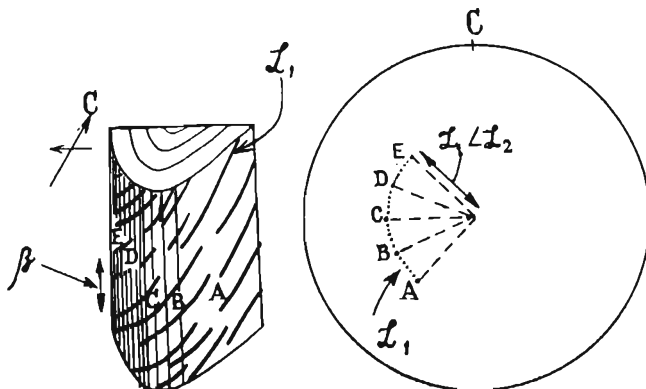
гружаются на СВ по аз. $30^\circ \angle 5-10^\circ$. Такая выдержанность шарниров и линейный характер складок позволяют спроектировать ряд обнажений, расположенных в разных частях хребта и на разном удалении, на одну плоскость. Благодаря таким построениям можно скоррелировать стратиграфию и отдельные элементы крупных складок, перевернутых в восточном направлении. В опрокинутых крыльях таких складок кливаж течения в общем занимает секущее положение. Это видно и в осложняющих изоклинальных складках течения (см. фиг. 80), в которых верхние короткие крылья перевернутых антиклиналей (с замками на восток) имеют согласный кливаж, а длинные — секущий кливаж течения. Последний в острооанном разрезе также перевернут, так как по прослеживанию в региональном плане он принадлежит к западному крылу Таганайской кливаж-антиклинали кембрийского возраста. Вместе с тем он образует пологие изгибы, которые на диаграмме πS_3 (см. фиг. 106) составляют пояс даже для небольшого участка хребта. Кливаж разлома $\pi S_3'$ и $\pi S_3''$, наложенный на кливаж течения, дает достаточно ограниченные максимумы (их два), которые показывают, что позднепалеозойский кливаж разлома не осложнен поздними складками изгиба.

Анализ деформированной линейности имеет также очень важное значение для определения элементов ранних деформированных складчатых структур. Наиболее простой вид линейности связан с пересечениями кливажа (сланцеватости) со слоистостью, параллельно оси B . Деформация этого вида линейности рассматривалась Б. Зандером, Д. Г. Ремзеем, Л. Е. Вейсом, причем особенно наглядно она показана Д. Г. Ремзеем (Ramsay, 1960). Им рассмотрен случай, когда складки изгиба наложены на складки скалывания с характерными линейными пересечениями (фиг. 107). Геометрию переориентировки линейности l' в складке изгиба легко можно представить с помощью изогнутого куска бумаги, на котором линейность показана диагонально к направлению оси изгиба. Хотя угол и направление падения линейности к линии горизонта изменяются, угол между l' и направлением оси концентрической складки всегда остается постоянным, независимо от того, как линейность ориентирована в складке. Если измерить углы l_1' к l_2' по периметру складки в разных точках A, B, C, D, E , удаленных одна от другой на угол α_1, α_2 и т. д., и нанести эти данные на круговую диаграмму, то точки попадут на часть малого круга, центр которого совпадает с центром проекции и соответственно оси B складки. На представленных проекциях ось складки и параллельную ей линейность Ремзей помещает в центр круга, т. е. располагает вертикально к чертежу. Ориентировки раннего перемятого расланцевания изображаются в виде штриховых линий по направлению радиусов (большого круга диаграммы). Образец или обнажение ориентированы на диаграмме по странам света. Поворот расланцевания вокруг оси B_1 отмеряется в виде угла α (πS к AB) и углом l_1' к l_2' . На графике хорошо видно, что угол l_1' к l_2' постоянный.

Параллельные складки характерны для деформаций простого продольного изгиба, которые имеют обычно большие радиусы кривизны, и поэтому проследивать в них элементы линейностей пересечения в поле довольно трудно. Необходимо отыскивать сводовые части сравнительно небольших складок, обнаженные на всю их ширину.

При деформациях линейности l_1' , лежащей на поверхности складки подобного типа первого рода (складки скалывания), угол между линейностью l_1' и осевым направлением данной складки (l_2') различен в точках A, B, C, D, E . Наблюдается увеличение угла между линейностью l_1 и новым осевым направлением линейности по мере прослеживания от свода новой складки в направлении ее крыльев. На проекции линейности

располагаются в дуге большого круга. Форма точечной линии наглядно показывает, как убывает угол l_1' к l_2' в подобных складках от точки E , расположенной на крыле, к точке C , находящейся в своде складки. Но угол l_1' к l_2' систематически изменяется так, что все время лежит в большом круге.



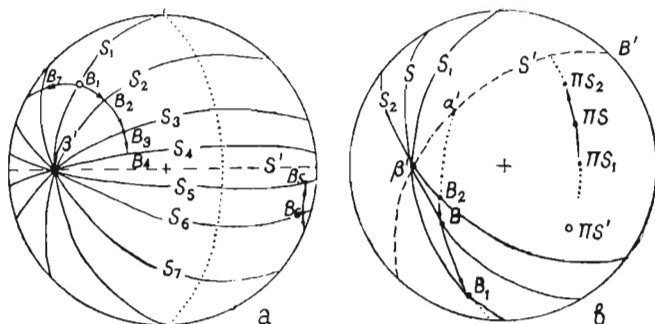
Фиг. 107. Деформация первичной прямолинейной структуры L_1 (l'_1), лежащей на поверхности концентрической складки. На стереограмме часть большого круга представляет собой ориентировки поверхностей различных положений A, B, C, D и E на складке, которая была перемята (штриховые линии) вместе с участком структуры L_1 в этих пунктах. Часть маленького круга показывает расположение L_1 , обозначенного пунктирной линией. β — осевая плоскость концентрической складки; $L_1 : L_2$ имеют постоянную величину (Ramsay, 1960).

В складках скалывания на крыльях вдоль оси A происходит растяжение слоев, т. е. здесь увеличивается их площадь, а также расстояния между точками A, B, C, D, E . Поэтому угол l_1' к l_2' в процессе деформации возрастает пропорционально растяжению слоев в пределах крыльев складок в плоскости AB . Однако в случае совпадения ранней деформированной l_1' с кинематическими осями α и β угол между ними изменяется мало, так как вдоль осей B и C существенных сокращений деформируемого пространства не происходит. Во всех остальных случаях максимальное изменение угла l_1' к l_2' наблюдается в средних частях крыльев и минимальное — в сводах. Следует учитывать, что такое вращение линейности происходит в направлении кинематической оси α , вдоль которой растягивается линейность, а эта ось обычно не перпендикулярна оси B .

Деформация линейности в складках течения более сложная, так как в разных крыльях растяжение неодинаково. Поэтому на проекции линейность будет иметь вид раскручивающейся спирали.

Более обстоятельный геометрический анализ деформированных линейностей приводит Вейс (Weiss, 1959). Геометрия вращения B -линейности схематически изображена на фиг. 108. При изгибе S около новой оси β' испытывает вращение и B , как показано на фигуре, в разных положениях S_1, S_2 и т. д. В первом случае B -линейность имеет постоянный угол с β' и очерчивает при вращении малый круг. Такая геометрия вращения характерна для описанных выше (по Ремзею) параллельных складок изгиба, у которых $B = \beta$. На фиг. 103 видно, что в каждом из субполей угол между $B (= \beta)$ и β' имеет разную величину, так что круг вра-

щения B -структур около β различен для каждого из них. Эти круги от C_1 до C_{10} показаны на фиг. 103*к*. Здесь отражено положение всех малых кругов в одной точке, совпадающей с положением ранней линейности B . Таким образом, эти элементы увязываются с преобладающей ориентировкой ранних B -структур для всей площади в целом (фиг. 103).



Фиг. 108. Геометрия вращения линейной структуры (B) при поздней складчатости изгиба с осью $\beta=B$. На другой фигуре показана складка скольжения при неравномерном перемещении по S' с осью $\beta' \neq B$ (Weiss, 1959).

В складках подобного типа, к которым относятся складки скальвания, линейность B вращается вдоль проекции большого круга, так как скольжение вдоль плоскости S' (по кливажу осевой плоскости) в направлении α' происходит неравномерно при условии, если ось $\beta' \neq B$. Такой след остается постоянным для всего субполя, в котором S' является плоскостью и B -линейность была прямолинейна перед деформацией. Большие круги вращения B -линейности должны быть одинаковыми для всех субполей, как показано на фиг. 103, от I до IV, и на сводной диаграмме. Эти поля пересекают S' в точке α' . При сравнении фигур 108*а* и 108*б* выясняется, что геометрия вращения древних линейностей в складке изгиба со скольжением (параллельной) существенно иная, чем в складке скальвания (подобной).

ГЛАВА 20. АНТИКЛИНОРИИ И СИНКЛИНОРИИ

К разряду сложных складчатых структур, образовавшихся в результате сочетания и наложения разнородных и разновозрастных деформаций, относятся также антиклинории и синклинории. Однако для их выделения требуется применение особого метода структурного анализа, основой которого является изучение морфологии и генезиса деформаций целых складчатых зон.

Известные определения описываемых структур сводятся к тому, что антиклинории представляют собой пучки или зоны складок, расположенные на фоне крупных антиклиналей, а синклинории состоят из комплексов складок, приуроченных к крупным синклинальным погружениям. В антиклинориях на земную поверхность выходят более древние образования, чем в синклинориях. Обычно антиклинории подразделяются по морфологическим признакам и размерам. Наряду с этим следует обратить особое внимание на их генетические различия, которые возникают в процессе развития каждой конкретной структуры.

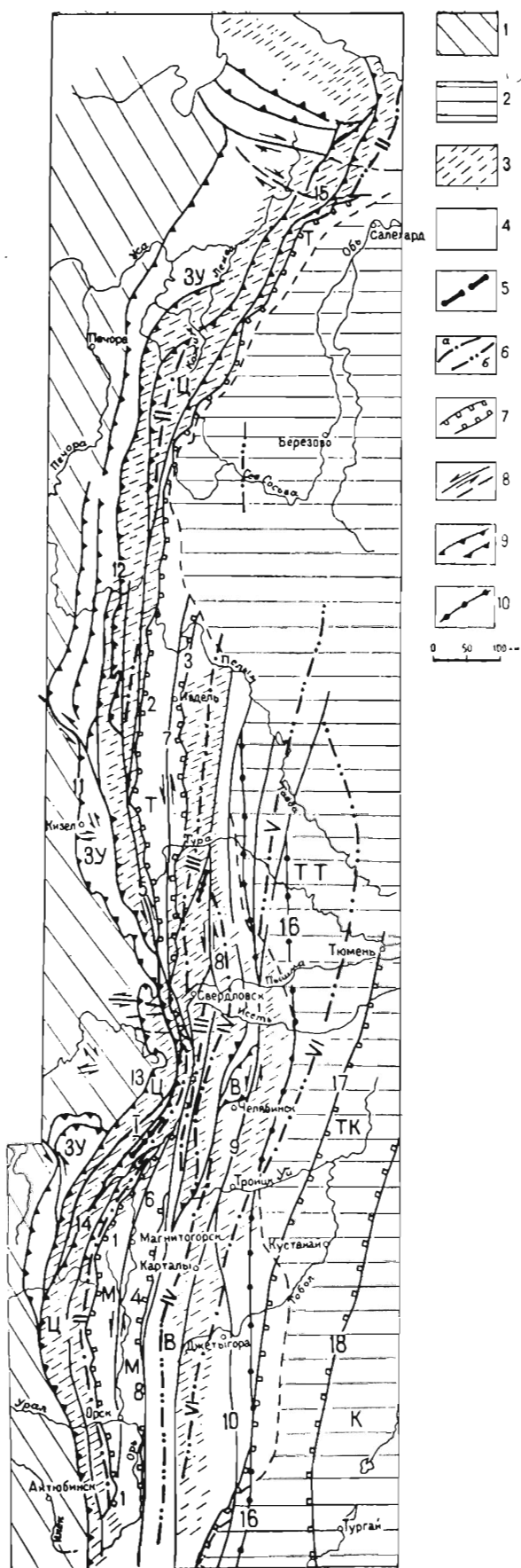
Фиг. 109. Схема основных региональных тектонических структур Урала.

1 — восточная окраина Русской платформы и Предуральский крайовой прогиб со слабо дислоцированным палеозойским чехлом на докембрийском кристаллическом основании; 2 — мезокайнозойский чехол эпипалеозойской Западно-Сибирской платформы; 3 — зоны проявления веерообразных систем позднепалеозойского кливажа разлома; 4 — складчатые зоны без проявления кливажа разлома. Оси зон кливаж-антиклиналей: 5 — кеморинских; 6 — позднепалеозойских, установленных: а) по геологическим данным, б) по геофизике; 7 — глубинные разломы обрамления рифтовых зон; 8 — направления сдвигов глобального плана; 9 — система шарьяжей и надвигов Западно-Уральского шарьяж-антиклинория; 10 — Долматовская зона разломов — восточная граница Восточно-Уральского поднятия (раннепалеозойская).

Наименование структурных элементов. Зоны кливаж-антиклиналей: I — Ямантауско-Таганайская, II — Уралтауская, III — Уйско-Сысертская, IV — Мурзинско-Суундукская, V — Красногвардейская, VI — Шадринско-Мариновская. Глубинные разломы (системы сбросов), ограничивающие нижнепалеозойскую рифтовую систему: 1 — Восточно-Уралтауский, 2 — Качканарский, 3 — Серовский, 4 — Каибакский. Главнейшие сдвиги: 5 — Дегтярский, 6 — Магнитогорский, 7 — Туринский, 8 — Мурзинский, 9 — Челябинский, 10 — Джетыгоринский. Зоны надвигов и шарьяжей: 11 — Чусовская, 12 — Курыксарская, 13 — Михайловская, 14 — Уреньгинская, 15 — Лемвинская. Системы Зауральских разломов. 16 — Долматовская, 17 — Тобольская, 18 — Центрально-Тургайская.

Главные (первого порядка) геологоструктурные зоны Урала: Западно-Уральская (ЗУ) и Центрально-Уральская (Ц) Западно-Уральского поднятия (В). Тагильско-Магнитогорское погружение: Тагильская (Т) и Магнитогорская (М) зоны.

ТТ — Талицко-Тавдинское погружение с наложенным позднепалеозойским Шадринским поднятием. Тюменско-Кустанайское погружение (ТК), Тобольско-Кушмурунское поднятие (К).



Широким признанием пользуется точка зрения, согласно которой синклинии образуются из геосинклинальных прогибов, антиклинории — из геоантиклиналей, т. е. предполагается соответствие геотектонических и структурных форм. Согласно концепции М. М. Тетяева (1941) и В. В. Белоусова (1948), геосинклинали в процессе развития претерпевают инверсию — происходит превращение отрицательной формы в положительную. При этом антиклинории формируются за счет синклинальных форм, и таким образом геосинклиналь, как тектоническая форма, представляется обратимой деформацией.

Многие исследователи рассматривают Урал как чередование синклинорий и антиклинорий, которые развивались унаследованно и согласно из геосинклиналей и геоантиклиналей (Горский, 1958; Штрейс, 1951; Олли, Романов, 1959; Романов, 1958; Пронин, 1965; Соболев, 1969).

Антиклинории и синклинии — это глубинные структуры, корни которых прослеживаются до подошвы земной коры (Пейве, 1947). Основу структур антиклинорий и поднятий, изображенных на региональных картах, в большинстве случаев составляют весьма разнородные и разновозрастные тектонические элементы. Складчатые дислокации в них всегда находятся в комбинации с крупными блоковыми нарушениями, даже в тех случаях, когда они связаны с глубинными антиклинальными структурами — ороантиклиналями и кливаж-антиклиналями. Например, Уралтауский антиклинорий на Южном Урале образован одноименной ему кливаж-антиклиналью, но вместе с тем значительно осложняется разрывными нарушениями, которые создают в его пределах горстовые структуры. Однако разломы, обрамляющие антиклинорные зоны и отделяющие их от смежных отрицательных тектонических форм, как правило, не соответствуют естественным границам кливаж-антиклиналей и ороантиклиналей (глубинных складок земной коры). Они всегда полностью или частично их пересекают. Более того, с системами разломов связано чередование самостоятельных крупных положительных и отрицательных, преимущественно блоковых структур. В сочетании со складками эти формы также относятся к антиклинориям и синклинориям.

Таким образом, антиклинории и синклинии, которые обычно выделяются на основе геологических разрезов и карт, не являются однородными тектоническими образованиями. Для региональных построений важное значение имеют как однородные существенно складчатые антиклинории и синклинии, так и полигенные складчато-блоковые поднятия и погружения.

Антиклинории складчатого происхождения на Урале связаны с зонами кливаж-антиклиналей и ороантиклинальными поднятиями (фиг. 109). Первые из указанных типов структур образуют сопряженные непрерывные формы, т. е. нарушения, механически связанные между собой и одновременные. Это значит, что наложения одних кливаж-антиклиналей на другие в пределах одной стадии деформации не происходит. Ороантиклинали же не являются сопряженными структурами, и поэтому в них деформации поздней генерации наложены на более ранние, относящиеся к той же стадии развития. Вместе с тем ороантиклинали накладываются и на кливаж-антиклинали. Поскольку рассматриваемые региональные тектонические образования относятся к складчатым нарушениям, то они имеют достаточно хорошо выраженные структурные элементы, свойственные таким деформациям, а именно: противоположно падающие крылья, своды, периклинали, осевые линии и осевые поверхности. Такие элементы могут быть выделены и прослежены на местности, а также нанесены на тектонические карты.

В антиклинориях, образованных по кливаж-антиклиналям, все связанные с ними складки регионального течения опрокинуты всегда в сторону осевой зоны, их общая форма аномальная или антивергентная. Такая комбинация складчатых структур разного порядка в них первичная, механически однородная, вызванная единым процессом формирования. Поэтому говорить здесь о наложении одних форм дислокаций на другие не приходится, хотя складки течения в кливаж-антиклиналях развиваются как осложняющие дислокации.

В зонах ороантиклиналей образуются нормальные, или веерообразные антиклинории. Но в них опрокинутое положение складок скалывания первичное, а складок изгиба — вторичное. Таким образом, в этих антиклинориях опрокинутая структура формируется за счет наложенных дислокаций.

Выделяя первично складчатые антиклинории, необходимо подчеркнуть, что разделяющие их отрицательные формы (расположенные между ними) не имеют таких отчетливо выраженных элементов, которые характерны для положительных структур. Ороантиклинали вообще не сопровождаются сопряженными синклинальными формами. Поэтому нормальная синклинорная структура в связи с ними развивается лишь в том случае, если оси ороантиклиналей оказываются на расстоянии, примерно равном ширине их смежных крыльев.

В кливаж-антиклиналях весь комплекс связанных с ними структур виден только в положительных поднятых и размытых нижних частях разреза. В отрицательных же формах среди палеозойских и мезозойских отложений они не выделяются, так как скрыты под чехлом молодых образований, которые не затронуты процессами течения. Синклинории со складками течения могут быть прослежены лишь в древних кристаллических щитах, где эрозией вскрыты глубокие части этих структур, например, на Кольском полуострове.

Таким образом, в складчатых поясах, подобных Уральскому, могут быть выделены крупные положительные антиклинорные структуры складчатого происхождения — кливаж-антиклинальные и веерообразные, или ороантиклинальные.

Складчато-блоковые антиклинории и синклинории более разнообразны, чем рассмотренные выше складчатые антиклинории. Они формируются в результате существовавших блоковых движений — сбросовых, сдвиговых и надвиговых. Следовательно, для них характерны структуры сжатия, растяжения или комбинации тех и других.

Одной из наиболее выразительных отрицательных структур растяжения являются рифтовые зоны, или геосинклинальные трог, ограниченные системами сбросов-раздвигов, которые возникают на начальной стадии формирования геосинклинали. Это отчетливо выраженные зоны погружения с очень сложной складчатой и блоковой структурой и интенсивным основным и ультраосновным магматизмом. На Урале такой типичной формой является Тагильско-Магнитогорский синклинорий, который в связи с положением его в рифтовой зоне следует определить как рифт-синклинорий. В состав рифт-синклинория входят складчато-блоковые структуры второго порядка, миндалевидной и клиновидной формы; они обусловлены поздними сдвигами и наложены на более ранние конседиментационные формы тектоники — штамповые и принтрузивные складки. Со сдвигами связаны положительные и отрицательные структуры, причем зоны погружения формировались в раздвигах и ограничены сбросо-сдвигами, а поднятые блоки, имеющие подчиненное значение, связаны с участками локального сжатия.

Положительные формы называются горст-антиклинориями, а сопряженные с ними отрицательные структуры — грабен-синклинориями.

Тагильско-Магнитогорское погружение (рифт-синклинорий) на западе граничит с Западно-Уральским поднятием, а на востоке — с Восточно-Уральским по системе разломов — сбросов и сдвигов. Оба эти поднятия обособились на стадии формирования рифтовой долины как мегаблоки, резко возвышавшиеся над дном впадины. Таким образом, на этой стадии основные поднятия Урала выглядели как очень крупные односторонние горсты. В дальнейшем структурное развитие в них шло разными путями. Они претерпели сложные преобразования за счет наложения на них новых блоковых и складчатых дислокаций.

Восточно-Уральское поднятие по своему значению в общей структуре Урала равноценно Тагильско-Магнитогорскому погружению и в известной мере сопряжено с ним по региональным разломам (Серовскому, Кацбахскому). Такими же глубинными разломами субмеридионального простирания, но более позднего заложения, это поднятие ограничено и на востоке, где выделяется Долматовская система палеозойских сбросов и сбросо-сдвигов, значительно передислоцированная по Тобольской системе разломов. Отличительной особенностью внутренней структуры этого обширнейшего на восточном склоне Урала блокового поднятия является наличие в его пределах систем кулисообразных сдвига-надвигов и сдвига-взбросов, простирающихся в северо-восточном направлении, к которым приурочены согласно ориентированные пучки складок изгиба. Вдоль сдвигов (по Челябинской системе разломов) развиты крупные грабены — структуры растяжения. Наиболее интенсивные линейные складки изгиба приурочены к опущенным блоковым зонам сжатия, подобным Алапаевско-Теченскому синклинорию. В относительно поднятых блоках имеют место, наоборот, широкие и пологие брахиформные складки, резко отличные от складок смежных отрицательных структур.

Алапаевско-Теченский синклинорий обрамлен с северо-запада и юго-востока надвигами и взбросами, а в меридиональной его части — сдвигами. Эта структура наложена на более раннее по возрасту Восточно-Уральское поднятие. В связи с тем, что Алапаевско-Теченский синклинорий в основе своей имеет блоковое строение и обрамлен надвигами и взбросами, т. е. является структурой сжатия, его следует именовать рамп-синклинорием; слабоскладчатые относительно поднятые блоки в Восточно-Уральском поднятии — горст-антиклинориями. Необходимо отметить, что рамп-синклинории, хотя и не так отчетливо, как Алапаевско-Теченский, выделяются также среди структур Тагильско-Магнитогорского рифт-синклинория, по отношению к которому они являются формами второго порядка. Примером может служить Кизильская складчатая зона, к югу от г. Магнитогорска.

На Восточно-Уральское поднятие наложены зоны кливаж-антиклиналей, как структуры второго порядка. Кливаж разлома в поднятии развит слабо, и поэтому оси ороантиклиналей выделить не удается, хотя зоны кливажа и прослеживаются.

Таким образом, некогда единое поднятие, сопряженное с Тагильско-Магнитогорским погружением, распалось на ряд зон разного структурного содержания и со своими особенностями геологического строения. Это послужило поводом для выделения в его пределах, на основе анализа геологических карт, нескольких антиклинориев и синклинориев первого порядка, явно неравноценных. Однако для определения главных структурных элементов складчатых поясов одних стратиграфических данных недостаточно.

Западно-Уральское поднятие включает в себя две структурные зоны, большей частью связанные между собой: Западно-Уральскую и Центрально-Уральскую. Указанные зоны прослеживаются почти непрерывно на протяжении всего складчатого пояса (более 2000 км) и отличаются особенно значительными проявлениями интенсивных складок изгиба. Эти складки почти всюду сходны по возрасту и обладают типичной морфологией шарьяжных дислокаций. Общее антиклинальное строение рассматриваемых зон во многих местах выражено весьма отчетливо, особенно на Среднем Урале. Здесь западное крыло поднятия представлено складчатыми слоями среднепалеозойских и позднепалеозойских пород, а восточное — преимущественно среднепалеозойскими образованиями. Вдоль осевой зоны почти непрерывно прослеживаются породы рифейского и кембрийского возраста, перекрытые трансгрессивно залегающими палеозойскими отложениями.

Крупные надвиги (шарьяжи) являются характерной и наиболее существенной чертой в строении всей Западно-Уральской зоны поднятия (см. фиг. 26). Большие амплитуды перемещения блоков земной коры по пологим сместителям создавали на обширных участках сдвоенные и сложенные разрезы одних и тех же пород. Таким образом, в зонах шарьяжей происходило весьма заметное тектоническое наращивание вертикальной мощности отложений, которая в каждой тектонической пластине резко увеличивалась также за счет складчатости.

Как можно видеть, механизм формирования большей части поднятия и развитых в нем складок изгиба в общем единый и обусловлен проявлениями здесь шарьяжей. Поэтому логично назвать всю комплексную структуру Западно-Уральского поднятия шарьяж-антиклинорием. Для антиклинория характерно закономерное западное одностороннее опрокидывание осевых поверхностей складок изгиба, особенно во фронтальных частях покровов. Следует также отметить, что шарьяж-антиклинорий самый поздний в структуре западного склона Урала, так как он наложен здесь на древние поднятия и частично на позднепалеозойские кливаж-антиклинали и ороантиклинали.

На западе к Западно-Уральскому шарьяж-антиклинорию примыкает Предуральский краевой прогиб, также позднепалеозойского возраста. Эти структуры взаимосвязаны не только исторически, но и механически, так как позднепалеозойский прогиб в значительной мере сформировался вследствие отмеченного выше погружения земной коры в поддвиге. Поддвижение было вызвано в основном движениями кристаллического фундамента платформы к востоку по наклонной траектории и в известной мере компенсировало тяжесть перекрывающих тектонических покровов. Это общая особенность строения и образования краевых прогибов складчатых поясов, где имеются глубинные надвиги с типичными проявлениями шарьяжей.

Хотя Предуральский краевой прогиб и Западно-Уральский шарьяж-антиклинорий — структуры однопорядковые и механически взаимосвязанные, они в то же время резко различаются по внутреннему строению и прежде всего по напряженности складчатости. Границей между этими структурными зонами на Среднем и Южном Урале является система Нижне-Сергинского и Чусовского шарьяжей. К западу от них, в краевом прогибе, как уже отмечалось, надвиги прерывистые и шарьяжи развиты главным образом в форме послонных перемещений блоков.

Таким образом, описанные выше складчато-блоковые структуры первого порядка (Предуральский краевой прогиб, Западно-Уральское поднятие, Тагильско-Магнитогорский внутренний прогиб, или рифт-синкли-

норий, /Восточно-Уральское поднятие), оформились в разное время, и все они различны по происхождению. Кроме того, эти формы состоят из разновременных и разнохарактерных складчато-блоковых и складчатых нарушений второго порядка: грабен-синклинориев, горст-антиклинориев, рамп-синклинориев, кливаж-антиклиналей и ороантиклиналей. Такие сложные поднятия называются мегантиклинориями и мегасинклинориями.

Большое разнообразие антиклинориев и синклинориев разных порядков создает определенные трудности при выявлении этих структур и обосновании их места в общем плане строения складчатого пояса, но, с другой стороны, позволяет выделять в земной коре крупные участки, структурно однородные. Благодаря этому они являются очень важным элементом тектонического районирования.

Тектоническое районирование складчатых поясов основывается на различных принципах, которые зависят прежде всего от задач, стоящих перед исследователями. Для построения мелкомасштабных глобальных карт наиболее рациональным является районирование по времени завершённой складчатости. Этот принцип последовательно применен в серии тектонических карт СССР, Евразии, изданных Геологическим институтом АН СССР под редакцией Н. С. Шатского, А. Л. Яншина.

При построении региональных тектонических карт широко применяется районирование на основе выделения структурно-фациальных зон, которые оконтуриваются в пределах распространения на земной поверхности определенных структурных ярусов. Границы между главнейшими тектоническими элементами (поднятиями и погружениями, антиклинориями и синклинориями) проводятся вдоль стратиграфических контактов и частично по разломам. Такой метод не позволяет применить последовательно принцип структурного районирования, так как выделение зон (их границ) основывается на смешанных признаках — стратиграфических и тектонических.

Тектонические карты, как и геологические, являются важнейшим средством познания геологических процессов. Поэтому для всех исследований большое значение имеет разработка теоретических принципов составления региональных тектонических карт и схем и применяемых при этом графических средств для изображения наиболее существенных тектонических особенностей районов.

Основные задачи тектонического районирования в конечном счете сводятся к выделению таких геолого-структурных и структурно-фациальных зон, которые отличались бы одна от другой свойствами, достаточно отчетливо выраженными и устойчивыми на всем их протяжении. К таким свойствам в первую очередь относятся: особенности геологического разреза (типичные формации, осадочные или изверженные, мощности отложений и др.), характер и интенсивность проявления тектонических нарушений, состав и формы залегания наиболее распространенных интрузивных образований, наконец определенные черты металлогении. Однако все эти признаки сразу не могут быть учтены при районировании. Поэтому необходимо выделить какой-то один, главнейший, который определял бы другие, второстепенные. Большой опыт исследований, накопленный к настоящему времени, показывает, что достаточной основой для мелкомасштабного тектонического районирования служит выделение антиклинориев и синклинориев в их естественных границах.

В описанных выше антиклинориях и синклинориях были определены две принципиально различные их формы — складчатые и блоковые. Границы складчатых антиклинориев расплывчатые, с постепенными перехо-

дами в смежные структуры, как во всех типичных складках. В них достаточно обоснованно могут быть выделены лишь осевые зоны, которые сами по себе также являются очень важным региональным структурным элементом. Эти оси и следует наносить на карты, так как они отражают наиболее общую ориентировку структур складчатых поясов.

В складчато-блоковых структурах (антиклинориях и синклинориях) их естественные границы образованы глубинными разломами, которые в каждом отдельном случае позволяют однозначно решать вопрос об ограничениях основных поднятий и погружений. Поэтому проведение границ структурных зон внутри складчатых поясов по разрывным нарушениям — наиболее удобный и рациональный способ тектонического районирования, так как при этом последовательно применяется только один принцип расчленения структур (Плюснин, 1963а).

Следует особо выделить специализированное структурное районирование, основанное на сопоставлении свойств какой-то одной разновидности дислокаций горных пород. Например, на сравнении морфологических признаков складок изгиба (Сорский, 1964; Сенченко, 1964), зон проявления кливажа, выделении блоковых полей с различными структурными рисунками и др. Все однородные структурные элементы, вынесенные на отдельные карты, позволяют решать многие практические вопросы поисков полезных ископаемых и служат исходным материалом для составления тектонических карт разных масштабов.

Часть пятая

ИЗУЧЕНИЕ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

ГЛАВА 21. ОСНОВНЫЕ МЕТОДЫ ИСТОРИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

Выяснение времени формирования разнообразных тектонических нарушений (складчатых и разрывных), последовательности их заложения, а также продолжительности развития является одним из важнейших способов изучения структуры складчатых поясов. Методы решения этих вопросов весьма разнообразны. Главные из них — стратиграфический, формационный, палеогеографический, структурный анализ тектонических несогласий), радиологический. Обычно они применяются комплексно, так как дополняют друг друга. Каждый из перечисленных методов по существу представляют собой самостоятельное научное направление в исследованиях. Главное внимание ниже будет обращено на структурный анализ.

Стратиграфический метод — анализ последовательности напластования пород, главная основа для изучения истории развития любых геологических явлений, в том числе и тектонических. Нарушение первичных структур и текстур пород тектоническими дислокациями свидетельствует о более позднем их образовании по сравнению с процессом формирования осадков; наличие стратиграфических контактов, образованных слоями, залегающими несогласно на дислоцированных породах, позволяет говорить о верхней возрастной границе времени нарушения. Такие факты несогласного залегания одних горных пород на другие наблюдаются очень часто и выглядят весьма разнообразно. Они позволяют выделять фазы тектонических движений.

Учение о геологических формациях является вторым важнейшим звеном изучения истории формирования тектонических структур. При этом равноценны данные о формациях осадочных, магматических и метаморфических пород. В больших объемах в виде определенных ассоциаций геологические формации непосредственно связаны с тектоническими движениями, так как свойственный им специфический вещественный состав и направленность его эволюции, зафиксированные в геологических разрезах, обычно обусловлены однотипными процессами структурообразования, происходящими в разных частях Земли.

Для многих геосинклинальных прогибов палеозойского времени естественная последовательность накопления осадочных образований,

как правило, представлена следующими формациями (снизу вверх): аспидной, углисто-кремнистой, флишевой, молассовой (нижней и верхней). В магматических формациях также намечается определенная последовательность во времени. Интрузии представлены: 1) габбро-перидотитовой, 2) габбро-диабазовой и плагиогранитовой, 3) грано-диоритовой, 4) гранитовой; эффузивы — комагматичными им образованиями: 1) базальтовой, 2) спилит-кератофировой, 3) порфиритовой, 4) липаритовой. Особо выделяется трапповая формация, самая молодая в разрезе.

Основные эпохи регионального динамотермального метаморфизма высоких ступеней (до амфиболитовой) соответствуют времени образования нижней молассы и гранитоидного магматизма. Связь других форм метаморфизма, более низких ступеней, со стадийностью выражена не так отчетливо.

Палеогеографические исследования важны прежде всего как способ определения древних тектонических рельефов, давно стертых с земной поверхности и отразившихся только в изменениях фаций и мощностей осадков. Тектонический рельеф является суммарным выражением в формах земной поверхности структур и движений земной коры в каждую данную эпоху. Сравнение древних реставрированных форм рельефа с современными аналогичными им образованиями (метод актуализма) дает возможность раскрыть еще одну весьма существенную сторону процесса структурообразования — режим интенсивности сжатия или растяжения.

Региональные и глобальные тектонические формы рельефа закономерно располагаются в пространстве, как это устанавливается по их проявлениям на поверхности Земли, и в определенной последовательности сменяются во времени, что выясняется при сопоставлении серий палеогеографических карт. Изменение палеогеографических обстановок в историческом аспекте проявляется особенно резко во время смены тектонических режимов с разными типами структурообразования, когда происходит формирование новых региональных тектонических планов. Это выявляется при наблюдениях за региональными структурными несогласиями. Следовательно, каждому отрезку геологической истории отвечает устойчивый тектонический режим и характерный, не повторяющийся в общем цикле развития тектонический рельеф, который может быть однозначно определен историко-геологическими методами. Именно в связи с формированием разных тектонических рельефов происходило накопление специфических осадочных формаций пород: аспидной, флишевой, молассовой.

Геосинклинали представляют собой одну из общепринятых и наиболее подробно рассмотренных форм тектонического рельефа. Существует, как известно (Кей, 1955), много разновидностей их. К типичным тектоническим формам рельефа внутри некоторых типов геосинклинальных областей относятся: трог, или крупные грабены, дуги вулканических островов, наконец обширные поднятия (кордильеры), разделяющие морские геосинклинальные бассейны. Особенно выразительны орогены — значительные горные возвышенности, обычно развивающиеся на месте геосинклиналей.

Любые формы тектонического рельефа, особенно возвышающиеся над уровнем моря, являются потенциальными поверхностями тектонических несогласий, которые при захоронении будут свидетельствовать о каких-то изменениях палеогеографического режима и обуславливающих его форм тектонических движений. На основании выделенных выше некоторых форм тектонического рельефообразования можно судить о

соответствующих им исторических стадиях: рифтовой, вулканических островных дуг, кордильеры, орогенной.

Режим посторогенного тектонического развития В. Е. Хаин (1954) называет тафрогенным. В этот период складчатый пояс осложняется узкими и длинными впадинами — грабенами, которые выполняются обломочными сероцветными (угленосными) или красноцветными образованиями.

Стадийность развития геосинклиналей рассматривается с двух точек зрения: как определенная последовательность геологических событий и как эволюция формы геосинклинали в целом. В первом случае выделяют от двух до шести стадий. Более широко применяется деление на первую, вторую, третью и четвертую стадии. Е. А. Кузнецов (1956) различает шесть стадий: заложения (эмбриональную), накопления осадков, складчатости, горообразования (орогенеза), пенепленизации — послеорогеническую, регенераций, или возрождения гор. Применяются также термины: начальная, ранняя, средняя, заключительная (Билибин, 1948; Сергиевский, 1948).

Эволюция геосинклиналей А. В. Пейве, В. М. Синицыным (1950) представляется в виде трех стадий: первичных, вторичных и остаточных геосинклинальных систем. Каждой из них отвечают определенные формы прогибов и поднятий и соответствующие им формации горных пород — осадочные, эффузивные и интрузивные, а также металлогения.

Указанное подразделение геосинклиналей по стадийности их развития производится методами формационного анализа.

Стадии геосинклинального развития земной коры могут быть выделены также и на основе изучения структурной эволюции складчатых поясов. В этом случае устанавливается последовательность формирования тектонических структур по наблюдениям наложений и пересечений поздними нарушениями более ранних, т. е. по тектоническим несогласиям. Однако в связи с вышесказанным необходимо несколько уточнить характеристику тектонических несогласий, особенно их структурные признаки.

ГЛАВА 22. ГЛАВНЫЕ ТИПЫ ТЕКТОНИЧЕСКИХ НЕСОГЛАСИЙ И ФАЗЫ ДВИЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Из анализа кинематики процессов складко- и разрывообразования следует, что, по существу, все основные структурные комплексы возникли при тангенциальной, преимущественно односторонней ориентировке тектонических сил. Однако это тангенциальное усилие на каждой геотектонической стадии развития имело свои особенности, которые определялись: ориентировкой их в плане (широтной, диагональной, меридиональной), преобладающим знаком движения (сжатие, растяжение), углом наклона к линии горизонта, периодичностью и интенсивностью проявления.

Намечается определенная направленность в развитии тектонических структур от стадии к стадии и унаследованность отдельных их элементов. Способность к унаследованному развитию структур у разных генетических типов нарушений различна. Более всего она проявляется в структурах с одинаковым механизмом формирования, например, у крутопадающих разрывов (сбросов), складок изгиба. Поэтому на их основании несогласия между разными структурными ярусами устанавливаются с трудом. Наоборот, такие нарушения, как кливаж-антиклинали, ороантиклинали, а также сопровождающие их мелкие дислокации почти

не способны к унаследованным движениям, так как механизм их образования различен. Пересечения этих дислокаций дают ценный материал для выделения эпох структурообразования и обособления самостоятельных структурных ярусов и этажей.

Структурные особенности тектонических несогласий позволяют не только изучать историю движений земной коры, но также выделять разновозрастные комплексы тектонических структур, отражающие наиболее важные черты происходивших тектонических преобразований. Эти особенности во всех случаях складываются из трех простых типов несогласий: стратиграфического, структурного и кинематического, которые являются конструктивными элементами сложных тектонических несогласий. Таких комбинаций простых типов реально наблюдается три (теоретически должно быть четыре), а вместе с элементарными, простыми всего выделяется шесть типов несогласий.

1. Стратиграфический тип имеет разные проявления и классифицируется во многих работах (Хаин, 1964; Белоусов, 1954). Здесь выделяются морфологические разности: параллельные эрозионные несогласия, параллельное прилегание, параллельное облекание, трансгрессивное перекрытие, трансгрессивное прилегание, регрессивное прилегание.

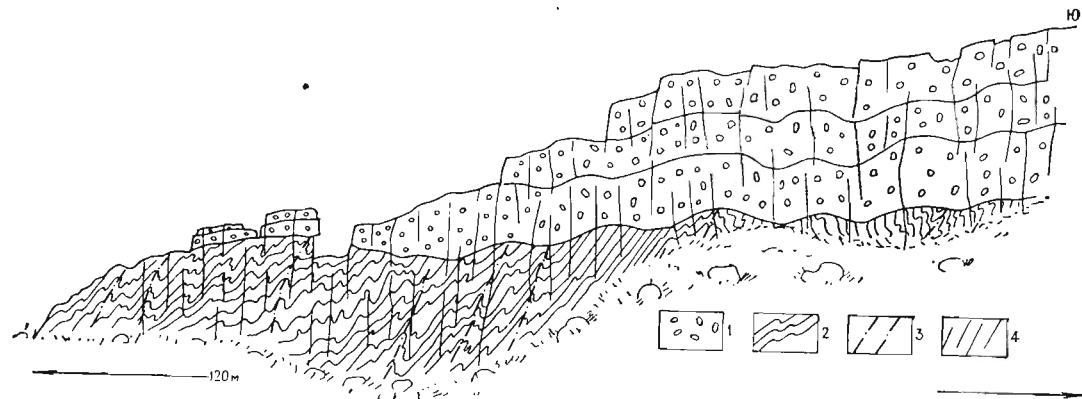
2. Структурный тип проявляется в виде угловых несогласий, местных и региональных. Этот тип устанавливается по несоответствию структурных планов, развитых в толщах пород разного возраста, при отсутствии между ними ясно выраженного стратиграфического несогласия.

3. Кинематический тип образуется путем наложения одних на другие различных генетических типов складчатых и разрывных нарушений и наблюдается между следующими структурами: складками изгиба, скалывания, течения, волочения, кливажем течения, кливажем разлома, системами сбросов, сдвигов, надвигов. По этим несогласиям, например, выделяются разновозрастные комплексы структур отдельных стадий орогенного этапа, независимо от наличия стратиграфических и угловых несогласий между толщами пород.

4. Комбинация первого и второго типов, стратиграфического несогласия с угловым, широко распространена, обычна для строения отдельных тектонических зон и часто находится внутри структурных ярусов и на их границах. Это либо местные и слабо выраженные несогласия, которые можно назвать внутриярусными, либо границы самостоятельных структурных ярусов.

5. Комбинация второго и третьего типов, структурного и кинематического, в чистом виде, без стратиграфического типа встречается редко и обычно находится на границах между отдельными структурными ярусами. В частности, она отвечает границе между геосинклинальной и орогенной стадиями развития. Значительных региональных стратиграфических несогласий в связи с этой границей на Урале не наблюдается; они большей частью локальные и скользящие во времени. Конструктивные элементы здесь выражены вполне четко, но выявлять их удается лишь в толщах, хорошо стратифицированных и охарактеризованных палеонтологически.

6. Комбинация всех трех типов особенно резко выражена и отвечает региональным тектоническим несогласиям, образующимся в результате орогенических движений в складчатых поясах. Поэтому признаки таких несогласий отчетливы и проявляются практически повсеместно в складчатом поясе на границах структурных этажей и местами ярусов (после стадии кордильеры).



Фиг. 110. Региональное тектоническое (орогенное) несогласие между тельпосскими конгломератами нижнего ордовика и кварцево-серицит-хлоритовыми сланцами верхнего протерозоя. Общий вид обнажения. Водораздел рек Пеля и Цепел, Северный Урал.

1 — тельпосские конгломераты; 2 — кварцево-серицит-хлоритовые сланцы; 3 — кембрийский кливаж разлома; 4 — позднепалеозойский кливаж разлома.

Комбинация первого и третьего типов самостоятельного значения не имеет, так как практически всегда сопровождается структурным несогласием.

Таким образом, главными типами несогласий являются: стратиграфические, структурные, кинематические, стратиграфические с угловым несогласием (внутриярусные), структурно-кинематические (межъярусные) и орогенные (межэтажные). Первые три простые, остальные — комбинированные.

К сказанному следует добавить, что в пределах одного крупного тектонического пояса, на одном возрастном уровне могут иметь место разные типы несогласий. Особенно резко смена форм несогласий происходит вкрест простирания складчатого пояса. По простиранию же они устойчивы на большом протяжении. Поэтому изменение форм несогласного залегания пород необходимо изучать не только в разрезе, но и в латеральном направлении.

Орогенные тектонические несогласия являются надежными реперами для разделения стратисферы на главные структурные этажи. Такие несогласия имеют сходные формы проявления и возраст в ряде складчатых систем Земли. Подобного рода несогласия на Урале находятся между нижним протерозоем (тараташским гнейсовым комплексом) и верхним протерозоем (рифеем), кембрием и ордовиком (фиг. 110), карбоном и пермью — триасом. Отдельные фазы движений внутри орогенной стадии развития выделяются преимущественно по кинематическим несогласиям. Орогенические тектонические несогласия связаны с усилением тектонических движений глобального масштаба и поэтому хорошо увязываются между собой в пределах целых континентов. Их можно скоррелировать с известной шкалой глобальных тектонических фаз. Наряду с глобальными следует также выделять региональные и местные тектонические несогласия.

Далее необходимо отметить, что несогласия между структурными ярусами и этажами, также как и возрастные рамки разных тектонических форм, обычно скользящие во времени, особенно вкрест простирания складчатого пояса. Среди выделенных тектонических нарушений имеются такие, которые занимает сравнительно узкий возрастной интервал (кливаж течения, кливаж разлома). Благодаря этому они могут быть использованы для корреляции по возрасту и последовательности формирования других тектонических структур.

Наконец надо сказать о структурах, которые появляются на всех стадиях и во всех зонах. Это складки изгиба и, особенно, сбросы. Их возраст определяется большей частью через взаимоотношения с маркирующими структурными деформациями.

ГЛАВА 23. ОПРЕДЕЛЕНИЕ ОТНОСИТЕЛЬНОГО ВОЗРАСТА ГОРНЫХ ПОРОД НА ОСНОВании АНАЛИЗА НЕСОГЛАСИЙ И СТРУКТУР ПЕРЕСЕЧЕНИЯ

Стратиграфические несогласия обычно являются основой для анализа истории тектонических движений, а также изучения морфологии региональных тектонических структур. Они же широко применяются при определении нормального залегания пород (верха и низа пластов), т. е. относительного возраста отложений, взаимного расположения свит и толщ пород. Однако не меньшее значение для определения относительного возраста свит имеет выяснение структурных и кинематических несогласий, которые наблюдаются очень часто в обнажениях сложно дислоцированных толщ пород в виде наложенных и перемятых складок,

пересекающихся систем регионального кливажа и других дислокаций. В таких случаях даже отсутствие стратиграфических несогласных контактов (обычно редко наблюдаемых) не мешает делать выводы об относительном возрасте горных пород.

Выше было показано, что отдельные типы структурных деформаций горных пород, в частности системы кливажа разлома и кливажа течения, свойственны определенным возрастным стадиям тектонического развития земной коры. Эти нарушения возникали в какое-то ограниченное время, а затем уже не появлялись совсем либо развивались вновь, но через большой промежуток времени и на сходной по форме дислокаций стадии развития. Каждая тектоническая деформация, относящаяся к самостоятельному кинематическому типу, оставляет в породах следы в виде особых, характерных лишь для нее структур, которые с разной степенью интенсивности пересекают или даже «перечеркивают» (затушевывают) все предшествующие деформации. Чем сильнее затронуто деформацией внутреннее строение пород, тем скорее в них можно найти признаки проявления одновременных структур, визуальное или с помощью микроскопических исследований.

Большое число перекрещивающихся разнородных деформаций, развитых в породе, свидетельствует о ее относительной древности. Более древними являются породы с несколькими наложенными однородными деформациями, типичными для орогенных этапов развития. Такими типичными орогенными дислокациями являются структуры, связанные с системами регионального кливажа разлома и кливажа течения. На Урале они формировались на двух главных рубежах развития тектонических структур — в кембрии и позднем палеозое. Особо должна быть выделена система кливажа течения предайского времени, развитая в Тараташском гнейсовом комплексе, которая представлена кристаллизационной сланцеватостью и не принадлежит к уральскому плану структур. Но она также орогенного происхождения и сформировалась во время образования гнейсов, составляющих кристаллическое основание Русской платформы. Только простираение этих тектонических зон, как уже отмечалось выше, северо-западное, субширотное, и, следовательно, различие в возрасте пород здесь хорошо определяется по структурному несогласию.

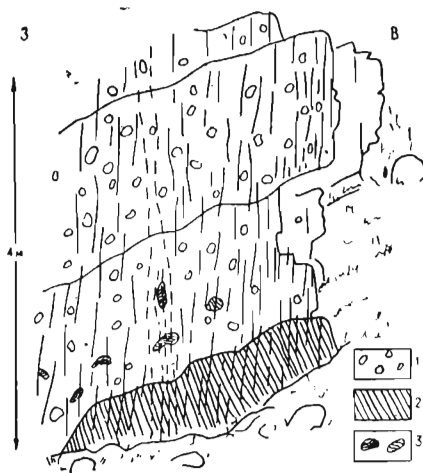
Устойчивый характер элементов залегания кембрийской системы кливажа разлома, развитой на западном склоне Северного и Среднего Урала, позволяет проследивать ее по простираению на сотни километров. Она выделяется даже по редким маршрутным пересечениям в разных местах указанной зоны. Этот кливаж представляет собой своеобразную маркирующую структурную деформацию пород, с помощью которой можно скоррелировать по возрасту (точнее, отнести к доордовикскому времени) все пересекаемые ею осадочные, эффузивные и интрузивные породы, а также дислокации, складчатые и разрывные. Региональное (широкое по площади) проявление этой системы кливажа дает возможность использовать ее практически в каждом обнажении с выходами древних пород.

В восточной части Западно-Уральской зоны (включая Центрально-Уральскую) интенсивно проявляется региональный кливаж разлома пермского возраста, который всюду наложен на более ранний кливаж и пересекает все связанные с ним древние дислокации. Причем хорошо видно, что в палеозойских породах этой полосы развита одна система кливажа, а в нижележащих, нижнепротерозойских — уже две системы, пересекающие одна другую (фиг. 111).

В пермской системе кливажа разлома, где выражены V-образные и Λ-образные (веерообразные) структуры, трещины кливажа с западным падением всегда наложены на аналогичные дислокации с восточным падением. Поэтому и в палеозойских породах можно видеть одновременно два направления перекрещивающегося кливажа разлома. Наложение это внешне во многом сходно с наложением пермской системы кливажа на кембрийскую. Однако формы пересечения систем кливажа разлома разных эпох горообразования (позднепалеозойской и кембрийской) отличаются от структур пересечения кливажа разных генераций одной системы. При их рассмотрении необходимо учитывать следующие моменты:

Фиг. 111. Угловое (структурное и кинематическое) несогласие между конгломератами тельпосской свиты нижнего ордовика и кварцево-хлорит-альбитовыми сланцами верхнего протерозоя (р. Улс, 1,5 км восточнее пос. Двадцатка, Северный Урал).

1 — тельпосские конгломераты; 2 — кварцево-хлорит-альбитовые сланцы и ориентировка кембрийской системы кливажа; 3 — гальки метаморфических сланцев в конгломератах, в которых ранняя сланцеватость перемята по позднепалеозойской системе кливажа разлома.



1. Системы регионального кливажа разлома должны быть привязаны по возрасту к региональным тектоническим несогласиям. Пример этого — обнажение на р. Улс около пос. Двадцатка, где виден непосредственный контакт ордовика и верхнего протерозоя, разделяющий системы кливажа разного возраста (см. фиг. 111).

2. Ряды кливажа, западного и восточного, относящиеся к одной системе, но разных генераций, обычно пересекаются под углом около 70—80°; и угол этот выдерживается в регионе. Разновозрастные же системы кливажа разлома, как правило, пересекаются под разными углами, которые меняются от пункта к пункту на близком расстоянии. Поэтому, наблюдая углы пересечения последовательно развившихся систем регионального кливажа разлома, можно установить их разновозрастность даже без привязки к возрастным стратиграфическим реперам.

3. При пересечениях кливажа разных генераций на Урале поздним в ряду деформаций всегда является западный кливаж. В разновозрастных же системах наложенным, естественно, может быть и восточный кливаж.

Кроме кливажа разлома, в породах развиты региональные дислокации кливажа течения, связанные с кливаж-антиклиналями, также орогенные и с небольшим возрастным интервалом. При их рассмотрении следует учитывать, что в древних доордовикских породах могут быть две системы кливажа течения (кембрийская и позднепалеозойская). Поэтому нужно знать возраст и зоны распространения регионального кливажа течения.

Системы кливажа течения предшествуют региональному кливажу разлома. Несогласия между ними относятся к кинематическому типу. Формы внутренних деформаций горных пород, образованные кливаем течения, обычно более интенсивные, чем в кливаже разлома. Но если нет слоистости и не видно складок течения, сопровождающих этот кливаж, то отделить его от кливажа разлома по чисто внешним проявлениям непосредственно на отдельном обнажении часто бывает трудно. Указанные признаки необходимо искать на соседних обнажениях. Общее число систем регионального кливажа разлома и кливажа течения следует определять учитывая все проявления деформаций горных пород такого рода. Но возрастная привязка систем кливажа должна быть хотя бы в одном пункте зоны.

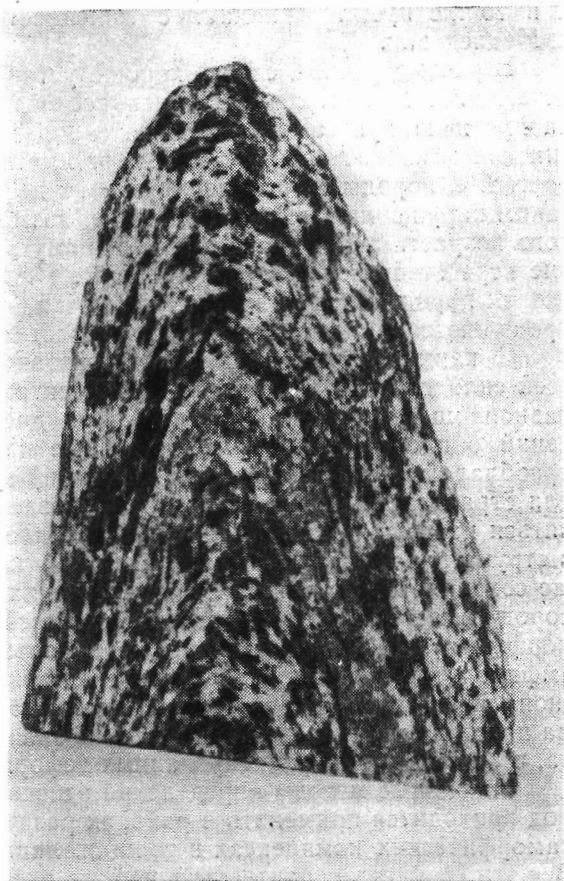
Рассмотренный способ определения относительного возраста горных пород предусматривает визуальные методы наблюдения. Но поскольку такого рода внутренние деформации сопровождаются закономерной ориентировкой минералов, то вполне применим и микроструктурный метод исследований. К тому же ряд пород, например кварциты или грубые песчаники, обычно не имеет достаточно отчетливых внешних проявлений кливажа. Под микроскопом же определяются тектонические узоры, незаметные на глаз.

Ф. К. Филлипс применил микроструктурный метод для разрешения стратиграфических вопросов при изучении метаморфических толщ на острове Скай в Шотландии. Здесь выделялась серия тарскавейч (песчаники, деформированные и перекристаллизованные) и серия мойнских сланцев, обе протерозойского возраста. В серии тарскавейч определяется *R*-тектонитовое строение с осью *B* северо-восточного направления. В серии мойнских метаморфических сланцев пояса диаграмм располагаются в северо-восточном направлении, а ось *B* ориентирована на северо-запад, т. е. перпендикулярно вышеуказанной. Установлено, что тектонические движения, создавшие нарушения в серии тарскавейч, действовали разрушающе на *R*-тектонитовые узоры пород мойнской серии. Поэтому последняя является более древней.

Для стратиграфических комплексов горных пород доордовикского структурного этажа характерны перемятые складки регионального течения по кембрийской и позднепалеозойской системам кливажа течения. Такие дислокации в палеозойских образованиях уже невозможны, в них развиты только позднепалеозойские складки течения. Следовательно, проявление в породах двух пересекающихся структур регионального кливажа течения и сопровождающих их дислокаций свидетельствует об их доордовикском возрасте. В Тараташском гнейсовом комплексе, как выше уже отмечалось, выявляется кембрийская система кливажа течения, наложенная на нижнепротерозойскую субширотную систему кливажа течения. Такие наложения складок имеют место в гнейсовых комплексах, но совершенно отсутствуют в непосредственно перекрывающих их рифейских метаморфических толщах пород.

Примером использования перемятых дислокаций для определения относительного возраста пород могут служить исследования на участке нижнего течения р. Салды около д. Медведевки (Восточно-Уральское поднятие). Здесь обнажаются полимиктовые песчаники и конгломераты среднедевонского возраста с хорошо видимой слоистостью ($280-290^\circ \angle 40-50^\circ$) и интенсивным кливажем течения ($260-290^\circ \angle 30-40^\circ$). Гальки имеют уплощенные и удлинённые формы с соотношениями осей деформации $A:B:C = 10:5:1$. Ось *A* (α) деформации вытянута по направлению течения и в плоскости сланцеватости ($260^\circ \angle 40^\circ$). На эти дефор-

мации наложен слабо выраженный позднепалеозойский кливаж разлома, сопровождающийся незначительными S-образными разворотами сланцеватости. Кливаж течения здесь также явно позднепалеозойский, поскольку он приурочен к западному крылу Мурзинской кливаж-антиклинали, в пределах которой им захвачены и нижнекаменноугольные отложения.



Фиг. 112. Кристаллизационная сланцеватость, перемятая в складке течения по позднепалеозойской системе кливажа течения (натур. вел.). Мурзинский гнейсовый комплекс, р. Тагил, в районе пос. Медведевки, Средний Урал.

Несколько севернее д. Медведевки по левому берегу р. Тагил, против устья р. Салды, обнажаются альбит-актинолитовые гнейсы, в которых участками развита кристаллизационная полосчатость, смятая в интенсивные складки течения по той же позднепалеозойской системе кливажа течения ($260^\circ \angle 50^\circ$). Эти элементы наблюдаются, в частности, на западных крыльях антиклинальных складок, в которых сланцеватость совпадает с первичной полосчатостью гнейсов, что видно на фотографии полированного образца (фиг. 112), взятого из замковой части одной антиклинали. По этой же фотографии устанавливается секущее положение сланцеватости в восточном опрокинутом крыле и неравномерное распределение мощностей одних и тех же слоев в разных крыльях, а также частичная переориентировка вдоль поздней сланцеватости удлинённых зерен актинолита. Однако эти зерна в основном сохранили свою прежнюю плоскостную ориентировку согласно полосчатости, отвечающей ранней (передислоцированной) кристаллизационной сланцеватости. В опрокинутых крыльях складок выявляется только плоскостная

ориентировка актинолита, а в самом замке (вблизи шарнира), где особенно отчетливо выражен секущий кливаж течения, заметна переориентировка длинных зерен вдоль оси *B*, которая погружается строго на север (*B*-линейность по минералам). В согласном же крыле все зерна расположены вдоль кинематической оси α , и, таким образом, здесь имеет место линейно-плоскостная ориентировка минералов. Причем линейность течения $260^\circ \angle 50^\circ$ направлена под углом около 60° к оси складки и в то же время совпадает с линейностью течения конгломератов у д. Медведовки.

В рассмотренном случае хорошо устанавливается наложение (кинетический тип несогласия) позднепалеозойской системы кливажа течения на древнюю кристаллизационную сланцеватость, которая в зоне Мурзинской кливаж-антиклинали может иметь только доордовикский возраст, т. е. породы с проявлениями этих деформаций доордовикские. По таким нарушениям, описанным выше, возможно определение относительного возраста пород даже по отдельному образцу. Визуальное наблюдение пересечений систем регионального кливажа лучше вести в торцовых сколах пород, а также на блестящих плоскостях сланцеватости, где они проявляются в виде различных линейностей.

С каждой системой кливажа связаны определенные направления осей складок, которые вместе с элементами линейностей наносятся на равноплощадную сетку Шмидта. При достаточном количестве наблюдений они обособляются в отдельные поля, по которым выясняются преобладающие направления дислокаций и которые служат основанием для стратиграфических построений. Поздние деформации могут проявляться настолько интенсивно, что нередко стирают видимые различия в структурах разных стратиграфических комплексов. Но при этом все же сохраняется скачок в метаморфических изменениях контактирующих пород (имеется в виду проявление регрессивного и прогрессивного метаморфизма). Региональный динамотермальный метаморфизм (вплоть до амфиболитовой фации) является следствием формирования систем регионального кливажа течения. Поэтому разница в степени метаморфизма пород на границе сред имеет то же значение для определения возраста, что и различия ориентированных деформаций.

Указанные методы определения относительного возраста горных пород приходится применять в районах развития сложных дислокаций, метаморфических комплексах и толщах, лишенных органических остатков. Все эти свойства характерны в первую очередь для древних допалеозойских образований. Однако нередко сильно метаморфизованы бывают также палеозойские и даже мезозойские толщи, в которых органические остатки обычно не сохраняются. Известно, что радиологический метод определения абсолютного возраста метаморфических пород либо дает ответ о времени последнего регионального метаморфизма, либо отражает суммарную картину разных эпох метаморфических преобразований. Поэтому структурный метод более надежен, особенно в тех случаях, когда выявлены все генетические типы тектонических структур и определены их взаимоотношения, т. е. к нему следует прибегать в районах, где имеются условия для его применения.

ГЛАВА 24. ЭТАПЫ И СТАДИИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Как иллюстрацию к описанным выше типам тектонических несогласий следует рассмотреть последовательность структурообразования Уральского складчатого пояса. Здесь выявляются два геосинклинальных

этапа формирования тектонических структур уральского плана — позд-непротерозойский (рифейский) и позднекембрийско-раннемезозойский (преимущественно палеозойский). Уральский субмеридиональный план структур резко несогласно пересекает нижнепротерозойские образования (гнейсы и кристаллические сланцы), в которых устанавливается (в Тараташском выступе) субширотное и северо-западное направление основных древних тектонических форм. Взаимоотношения тектонических структур, геологических формаций и палеогеографических ландшафтов достаточно изучены и прослежены только для палеозоя.

В пределах палеозойского этапа Уральской геосинклинали на фоне этой главной тектонической структуры появлялись и закономерно сменяли друг друга различные новообразования тектонического рельефа. Они знаменовали собой разные стадии существования геосинклинали и обуславливались каждый раз особыми формами тектонических движений земной коры. По наиболее характерным региональным формам тектонического рельефа в палеозойско-раннемезозойском цикле развития Урала выделяются геосинклинальный, орогенный и посторогенный этапы. В свою очередь геосинклинальный этап делится на стадии: рифтовую, вулканических островных дуг, кордильеры; орогенный, соответственно, — раннеорогенную и позднеорогенную (табл. 7). Платформенный этап не рассматривается.

Все перечисленные стадии и этапы представлены на достаточно выразительных литолого-палеогеографических и палеотектонических картах СССР и Урала. В настоящее время издан атлас палеогеографических карт СССР в масштабе 1 : 750 000 (1969), отражающий историю тектонических движений в пределах всего Советского Союза, а также отдельных его регионов, в том числе Урала. Просматривая карты атласа одну за другой, можно, как в киноленте, видеть смену геологических событий и главнейших форм рельефа, определяющих орографический облик эпох. Более всего выделяются орогенные этапы — кембрийский и позднепалеозойский, а также разделяющий их палеозойский геосинклинальный этап. Стадии же на этих картах читаются не все. Особенно слабо намечается рифтовая стадия (для нее мало данных). Зато отчетливо обособляются: стадия вулканических островных дуг, охватывающая интервал времени с позднего ордовика до раннего девона, и кордильеры — со среднего девона до раннего карбона. Достаточно четко выделяются стадии на позднепалеозойском орогенном этапе. Стадия раннеорогенная показана на карте башкирского и московского веков; это обширные острова с низкими горами, окруженные морем. На карте позднекаменноугольных и раннепермских эпох отражена стадия позднеорогенная, для которой характерно полное освобождение площади Урала от моря и наличие высоких гор в его пределах.

Каждой стадии (см. табл. 7) присущи свои, типоморфные тектонические структуры, по которым эти стадии в основном могут быть выделены при изучении геологических разрезов. Однако типоморфные структуры находятся в комплексе с другими тектоническими нарушениями, будучи по-разному с ними связаны (генетически или парagenетически). О причинно-следственной или генетической связи можно говорить, например, когда разрывные нарушения сопровождаются складчатыми. При этом возникают механически однородные складчато-блоковые комплексные нарушения. Наряду с генетической существует связь структур, вытекающая из принадлежности их к одному подвижному поясу Земли, т. е. вызванная в конечном счете общей причиной. Она проявляется либо в виде последовательной смены разных структур во времени, либо в виде

параллельного их сосуществования. Это простая парагенетическая связь, в которой отдельные элементы не обуславливают друг друга и образуют даже случайные сочетания, но имеют общую причину возникновения.

Таким образом, из структурных деформаций горных пород, связанных между собой по первому признаку, можно составить естественные генетические ряды, или комплексы тектонических структур. По второму признаку выявляется последовательность их образования, т. е. возрастная и пространственная смена одних деформаций другими, обычно совмещенными в одной структурной зоне (поясе) Земли.

На Урале выделяется несколько обособленных исторически, а также пространственно, генетических комплексов тектонических нарушений, которые вместе образуют парагенез структур, обычный для тектонических поясов Земли, прошедших геосинклинальную и орогенную стадии развития.

Каждый генетический комплекс тектонических структур состоит из нескольких механически взаимосвязанных структурных деформаций, но определяется он по типоморфным дислокациям, проявляющимся кратко-временно. В комплексах находятся нарушения, проходящие через ряд стадий, например, сбросы и сбросо-сдвиги, а также складки изгиба, которые формируются на разных этапах, но каждый раз в связи с новыми структурными условиями. Эти формы не являются для них определяющими.

Тектонические напряжения, действующие в земной коре и вызывающие деформацию горных пород, как известно, различаются по масштабам, формам и интенсивности проявления. Многочисленность форм тектонических напряжений не исключает, однако, того вывода, что источник тектонических сил на Земле один. Вполне логично допустить существование единого или главного генератора тектонических сил, который дает импульс различным механизмам движений вещества внутри Земли и обуславливает многообразие конечных структурных форм в земной коре. Различия между отдельными генетическими типами складчатых структур и главными типами разрывов особенно хорошо видны при сравнении разрывных и складчатых форм тектонических нарушений.

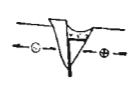
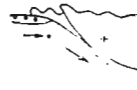
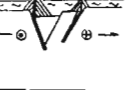
Очень выразительны формы проявления многих типоморфных тектонических структур, например, рифтов, кливаж-антиклиналей, ороантиклиналей. Основные типоморфные нарушения в комплексе с сопровождающими их складчатыми и разрывными дислокациями позволяют представить механические условия деформации вещества земной коры на разных стадиях геосинклинального процесса. В табл. 7 для наглядности важнейшие схемы структурообразования изображены в виде графических фигур, на которых показана ориентировка тектонических напряжений, их знак (относительные перемещения) и формы главных (типоморфных) структур. Все эти структуры развиваются в одном геологическом пространстве, и поэтому в природе каждая предшествующая форма находится в передислоцированном виде. На графиках же главные структуры стадий рафинированы, чтобы подчеркнуть в них основной механизм (кинематику) происходивших деформаций.

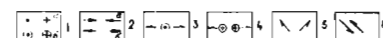
Уже из таблицы видны все отмеченные свойства отдельных стадий развития Уральской геосинклинали. Тем не менее каждую из них следует кратко охарактеризовать.

Структуры геосинклинального этапа

Рифтовая стадия. Палеозойский геосинклинальный цикл, согласно представлениям большинства исследователей (Соболев, 1963; Сергиевский, 1948; Пронин, 1959, 1965; Штейнберг, 1963; Херасков, 1948;

Геотектонические этапы и стадии формирования тектонических структур Урала

Время	Геотектонические режимы по этапам и стадиям		Типоморфные региональные тектонические структуры отдельных стадий	Набор главных элементарных структурных форм, образующихся на отдельных стадиях	Типичные геологические формации горных пород		Метаморфические процессы	Исходные формы тектонических движений и механические условия деформации вещества в земной коре, зависящие от скорости изменения, напряжений, их знака и направления	Схемы структурообразования на каждой геотектонической стадии	Зоны преимущественного распространения типичных структур и примеры дислокаций
	Этапы	Стадии			Осадочные	Магматические				
Триас—средняя юра	Посторогенный	Тафrogenная	Крупные сдвиги, тектонические впадины	Сдвиги, сбросы, складки изгиба, сдвиго-надвиги, сдвиго-раздвиги, грабены, горст-антиклинали	Угленосная	Трапповая	Локальный контактовый	Интенсивные сдвиговые движения с упругой деформацией скалывания		Восточный склон Урала. Кизильский, Челябинский грабены, Варненская впадина
Поздняя пермь — ранний триас	Орогенный	Позднеорогенная	Шарьяжи и региональная складчатость, шарьяж-антиклинории и краевые прогибы	Надвиги, взбросы, складки изгиба, тектонические покровы	Молассовая (верхняя)	Диабазовая	Локальный динамометаморфизм	Срыв слоистой оболочки земной коры с подвижного жесткого основания по субгоризонтальным и наклонным поверхностям скалывания (сжатие)		Западный склон Урала. Чусовской Михайловский, Нижне-Сергинский шарьяжи
Поздний карбон — ранняя пермь			Веерообразные антиклинории и региональный кливаж разлома (ороантиклинали)	Взбросо-сдвиги, кливаж разлома, складки скалывания			Региональный динамометаморфизм	Расплющивание упруго-вязкой коры при непрерывном сжатии		Западно-Уральское поднятие. Клыктанский, Синегорский антиклинории (Средний, Северный Урал)
Средний карбон		Раннеорогенная	Сдвиго-надвиги, шарьяжи. Зоны линейной складчатости, рампы-синклинории	Взбросы, складки изгиба, сдвиго-надвиги, взбросо-сдвиги	Молассовая (нижняя)	Гранитная	Локальный динамометаморфизм	Скалывание со сдвигом и надвигом по наклонным поверхностям в обстановке импульсного сжатия упругой земной коры		Центрально-Уральская зона. Курьксарский, Тылайский шарьяжи (Северный, Средний Урал). Уреньгинский надвиг (Южный Урал)
Намюр—средний карбон			Кливаж-антиклинали (антивергентные антиклинории)	Кливаж течения, изоклиальные складки течения, гнейсовые купола, сбросы			Региональные: термальный, контактовый, метасоматический (гранитизация)	Упругий изгиб коры на пластическом субстрате (сжатие импульсное)		Центрально-Уральская зона: Уралтауский, Уйско-Сысертский (Средний Урал), Кожим-Изский антиклинории (Приполярный Урал)
Средний девон — ранний карбон	Геосинклинальный	Кордильеры	Горст-антиклинории и грабен-синклинории	Сдвиги и сбросо-сдвиги, складки продольного изгиба	Флишевая	Диоритовая, порфировая	Локальный контактовый	Сдвиговые движения с проявлениями сжатия (растяжения)		Восточно-Уральское поднятие и Магнитогорский прогиб (Южный Урал)
Поздний ордовик — средний девон		Вулканических островных дуг	Грабены и горсты, пояса вулканокуполов и кальдер	Сбросы, сдвиго-сбросы, вулканические купола, структуры облекания, раздвиги, складки изгиба: штамповые, приразломные	Угlistокремнистая	Плагииогранитовая, спилит-кратофировая	Региональные: контактовый и метасоматический	Сдвиговые движения с проявлениями растяжения (сжатия)		Магнитогорский и Тагильский синклинории (Средний, Южный Урал)
Ранний — средний ордовик (поздний кембрий)		Рифтовая	Рифтовые впадины (долины)	Разломы-раздвиги, сбросы, принтрузивные складки изгиба, структуры облекания	Базальная и аспидная	Габбро-перидотитовая	Региональные: автотаморфизм и метасоматоз	Растяжение; упруговязкая деформация разрушения земной коры		Тагильско-Магнитогорское погружение, главный перидотитовый пояс Урала
Средний — поздний кембрий	Орогенный	Позднеорогенная	Веерообразные антиклинории. Региональный кливаж разлома (ороантиклинали)	Взбросо-сдвиги, кливаж разлома, складки скалывания	Молассовая (верхняя)	Диабазовая	Региональный динамометаморфизм	Расплющивание упруго-вязкой коры при непрерывном сжатии		Фрагменты в Центрально-Уральской зоне (Средний, Северный Урал)
		Раннеорогенная		Надвиги, взбросы, складки изгиба	Молассовая (нижняя)			Скалывание со сдвигом и надвигом по наклонным поверхностям в обстановке сжатия		Центрально-Уральское поднятие
Ранний кембрий			Кливаж-антиклинали (антивергентные антиклинории)	Кливаж течения, изоклиальные складки, гнейсовые купола, сбросы		Гранитная	Региональные: термальный и контактовый, метасоматический (гранитизация)	Упругий изгиб коры на пластическом субстрате		Фрагменты в зоне Урал-Тау, Уйско-Сысертском антиклинории (Южный Урал) и Салдинском гнейсовом комплексе (Средний Урал)



3 — переменное сжатие — растяжение при сдвигах; 4 — сдвиго-раздвиги; 5 — пластическое течение; 6 — взбросы. Кинематические знаки: 1 — левые сдвиги: а — преимущественно слабые, б — интенсивные; 2 — преобладающее направление тектонических напряжений: а — сжатие, б — растяжение. Вторичные формы перемещений, производные от исходных тектонических движений. Остальные знаки не поясняются, так как они понятны из описаний, приведенных в графах таблицы.

Перфильев, 1968), начинается с раннего ордовика. Основанием для такого вывода является характерное, прослеженное вдоль всего западного склона Урала и Центрально-Уральской зоны трансгрессивное и несогласное залегание конгломератов и песчаников нижнего ордовика на подстилающих, более интенсивно дислоцированных нижнепротерозойских породах.

Появление на самой ранней стадии существования Уральской геосинклинали крупнейших интрузий главного габбро-перидотитового пояса, а также Серовского пояса ультрабазитов дает возможность заключить, что в это время значительно преобладали процессы растяжения земной коры. Поэтому и общий геосинклинальный прогиб представляется структурой растяжения и проседания, или крупной рифтовой зоной.

Особенно выразительной древней рифтовой системой Урала является Тагильско-Магнитогорский прогиб, в котором, согласно геофизическим данным, непосредственно под нижнепалеозойскими осадками на большей части площади развиты породы базальтового слоя земной коры, пронизанные гипербазитами.

Основными тектоническими формами, осложнявшими общеуральский геосинклинальный прогиб начальной стадии (в позднем кембрии — среднем ордовике), были глубокие узкие впадины рельефа, ограниченные глубинными сбросовыми и сбросо-сдвиговыми нарушениями. Наиболее крупная рифтовая структура, приуроченная к Тагильско-Магнитогорскому прогибу, формировалась во время раздвигания краев блоковой впадины. При этом активизировались магматические процессы, в результате которых дно долины заполнилось продуктами вулканизма. Рифтовые хребты создавали характерный сложный мозаичный блоковый рельеф дна и бортов значительной части геосинклинали. В такой обстановке растяжения и погружения, естественно, не могло быть условий для образования складчатых структур с продольным изгибом слоев. Возможно, формировались лишь оползневые и конседиментационные штамповые складки, а также приинтрузивные складки изгиба.

Отдельные структурные формы рифтовой стадии Урала почти не сохранились. Они в основном переработаны более поздними движениями и реставрируются по унаследованным блоковым структурам. Весь комплекс других явлений, сопровождающих движения этой стадии (интрузии, метаморфизм, формации), показан в табл. 7 и поэтому специально не описывается.

Стадия вулканических островных дуг. Крупные раздвиги в виде рифтовых долин к позднему ордовика утратили свое значение. В результате интенсивной вулканической деятельности в период с конца ордовика до раннего девона были сформированы значительные положительные формы рельефа, которые распределились цепочками вдоль наиболее активных тектонических швов геосинклинали, в основном унаследованных.

Возвышения, образованные вулканогенными отложениями, были подводными и частично наземными, а все вместе они составляли пояс вулканических гор и островов с характерной дугообразной формой в плане, которая частично нашла отражение и в современной конфигурации уральских структур. Наряду с некоторыми унаследованными тектоническими нарушениями, в частности мозаичной системой блоков, во вновь образованных деформациях рассматриваемой стадии появились существенно новые структурные элементы. Сдвиго-сбросовые нарушения приобрели более четкие линейные очертания. Местами заметно проявились также деформации в виде продольных изгибов слоев. Это в основном

приразломные и межразломные складчатые дислокации. Чередование местных зон сжатия и растяжения вдоль отдельных разломов свидетельствует о большой роли сдвиговой составляющей в перемещениях блоков земной коры и формировании складок, хотя значительными были и вертикальные смещения с переменными знаками движений в одних и тех же сместителях.

Новый набор тектонических нарушений данной стадии создает несогласие со структурными планами, образованными на предшествующей стадии. Однако отчетливых угловых несогласий на этом уровне не прослеживается, так как вулканогенные толщи имеют первичные, конседиментационные несогласия, связанные с неравномерностью накопления толщ пород, которые не уступают по интенсивности несогласиям между структурными ярусами этого стратиграфического уровня. Своеобразие рассматриваемого несогласия в том, что оно чисто структурное и не сопровождается заметно выраженными стратиграфическими перерывами, а также резкими сменами формационного состава пород.

Изгибы слоев, образованные тектоническими напряжениями, сложно переплетаются с первичными формами залегания. Однако связь первичных углов наклона в вулканокуполах с тектоническими формами движений во многих случаях совершенно очевидна. Одной из причин образования куполовидных структур в вулканических областях является распирающее действие лакколитообразных субвулканических интрузий. Примечательно также, что только на этой стадии существовало достаточно четкое разделение общеуральской геосинклинали на два формационных пояса — миогеосинклинальный и эвгеосинклинальный. На рифтовой стадии это деление было лишь заложено, а на более поздней (кордильеры) оно почти не выражено в связи с локальными проявлениями интрузивной деятельности.

Стадия кордильеры. В среднем и позднем девоне, а также раннем карбоне вдоль всего восточного склона Урала протягивалась устойчивая цепь невысоких островных гор — кордильера, впервые описанная в палеогеографических работах Г. А. Смирнова и Т. А. Смирновой (1961, 1967). Именно это поднятие придает особое своеобразие тектоническому рельефу рассматриваемой стадии.

Комплекс тектонических структур этой стадии отделяется от ниже лежащего комплекса уже совершенно отчетливыми стратиграфическими и угловыми (структурными) несогласиями, которые можно наблюдать непосредственно в обнажениях или путем площадного картирования. Структурные несогласия здесь проявляются между дислокациями, близкими по кинематическим признакам, — выше и ниже таких контактов имеют место складки изгиба, различающиеся по интенсивности, размерам, морфологии и частично по механизму формирования.

Одной из наиболее характерных деформаций структурного комплекса, свойственного стадии кордильеры, являются брахиформные складки изгиба, рассмотренные выше на примере Магнитогорского синклинория, где хорошо видно, как сложная вулканокупольная штампово-складчатая структура силврийских и нижнедевонских слоев, начиная с верхнеэйфельских отложений на западе и франских слоев на востоке района, сменяется вверх по разрезу в общем более спокойными по своему рисунку непрерывными складками изгиба продольного сжатия.

Наличие хорошо развитых структур сжатия и одновременных им структур растяжения свидетельствует о том, что в поле тектонических напряжений этого времени действовали силы, крайне непостоянные по

направлениям и весьма неустойчивые по интенсивности, но преобладало тангенциальное сжатие.

Описываемая стадия именуется также флишевой (Обуэн, 1968), так как для этого времени типична осадочная флишевая формация, развитая в большинстве складчатых поясов и отражающая особый режим тектонических движений.

На стадии кордильеры современная Центрально-Уральская зона представляла собой область погружения и осадконакопления: накапливалась зилаирская флишевая формация. Западный же склон Южного Урала и почти весь Тагильский синклиниорий на Среднем Урале были зоной стабильной, приращенной к Русской платформе. Характер дислокаций пород данной стадии для миогеосинклинального пояса из-за более интенсивных проявлений в нем позднепалеозойских складок и разрывов, к сожалению, не выяснен.

Как можно заключить из сказанного, характерной генетически связанной парой складчатых и разрывных структур стадии кордильеры на Урале являются сбросы и взбросо-сдвиги с брахискладками. Наряду со складками изгиба местное значение имеют и вулканокупольные формы, но они придают лишь некоторую специфику морфологии складчатого структурного плана и не определяют его главных особенностей.

Структуры орогенного этапа

Стадия раннеорогенная. В среднем карбоне на Урале развиваются структуры, типичные для орогенных стадий складчатых областей Земли: шарьяжи, пояса линейной складчатости, антиклинорий.

На Западном склоне Урала неравномерно на всем его протяжении в это время сформировались взбросы, надвиги, линейная складчатость и частично покровные структуры (Курыксарский, Тылайский покровы), связанные с крупными сдвиго-надвигами. На основании анализа структур пересечения выясняется, что в этих ранних орогенных надвигах нарушены кливаж-антиклинали со всем комплексом сопровождающих их явлений (кливажем течения, изоклинальной складчатостью и магматизмом). Весьма примечательным является тот факт, что в эпоху, непосредственно предшествующую образованию позднепалеозойских кливаж-антиклиналей (в позднем висте), для обширной Урало-Казахстанской области установился квазиплатформенный режим (Плюснин, 1963 а). Таким образом, перед началом качественно иных движений было относительно затишье, своеобразный перерыв в движениях, что позволяет более уверенно датировать и время образования кливаж-антиклиналей.

Как выше указывалось, формирование кливаж-антиклиналей и комплекса сопровождающих их нарушений на Урале происходило в два разных этапа орогенических движений: кембрийский и позднепалеозойский (средний карбон). Это были эпохи интенсивного тангенциального сжатия земной коры, о чем можно судить по механизму образования надвиговых и складчатых структур, по отсутствию вулканизма и наличию значительных положительных движений земной коры. Сдвиго-надвиговые структуры этой стадии есть не только на западном, но и восточном склонах Урала, и в пределах их проявлений имеются развитые синхронно с ними отложения нижней молассы. Они были вызваны формировавшимися здесь крупными сдвигами — Дегтярским, Мурзинским и Челябинским. Весь комплекс структур этой стадии является отражением интенсивного тангенциального сжатия земной коры с проявлением упругих деформаций, сначала с изгибом (кливаж-антиклинали), а затем хрупких — в ви-

де системы глубинных взбросо-сдвигов, переходящих частично в покровы.

Комплекс структурных деформаций кливажа течения, обычно сопровождающийся изоклинальной складчатостью, развит преимущественно в Центрально-Уральской зоне и Восточно-Уральском поднятии. Судя по морфологическим признакам, это нарушения уже существенно иного кинематического типа, чем предшествующие складки изгиба, т. е. они резко отличаются от первых механизмом образования, а поэтому всегда наложены на ранние нарушения несогласно.

Стадия позднеорогенная. Региональный кливаж разлома, так же как и кливаж течения, — характерная структурная деформация орогенных эпох, связанная с зонами ороантиклиналей. По времени образования эти дислокации относятся к ранней перми. Основным геоморфологическим проявлением тектонических движений этой стадии являются линейные горные хребты. Широкие сводовые поднятия, или ороантиклинали, образуются главным образом вследствие раздавливания или расплющивания крупных блоков земной коры в упруговязком состоянии. По механизму формирования такие структуры принципиально отличаются от всех вышеописанных деформаций и от поднятий кливаж-антиклиналей.

Однако в веерообразных системах кливажа разлома определяются также взбросовая и сдвиговая составляющие движения, и это сближает их по элементам кинематики с взбросо-сдвигами и сдвиго-надвигами, которые непосредственно им предшествуют.

Во второй половине пермского периода в структуре Урала формируются шарьяжи и надвиги с сопровождающей их линейной складчатостью. Они развивались вследствие гигантского поддвига цоколя платформы под Урал.

Время формирования поздних шарьяжей и чешуйчатых надвигов западного склона Урала определяется по пересечению ими во фронтальных частях кунгурских слоев и структур нижнепермского кливажа разлома. Точной верхней возрастной границы их не устанавливается — она расплывчатая, теряется где-то в мезозое.

Шарьяжные складки изгиба поздней генерации, так же как сами шарьяжи, надвиги, взбросы, сдвиги и сбросы, составляющие данный генетический комплекс структур, образуют новый самостоятельный ярус наложенных дислокаций, который заметно отличается от предшествующих комплексов новыми видами деформаций, т. е. имеет характерное кинематическое несогласие с ними.

Структуры посторогенного этапа

Тафрогенная стадия. На посторогенном этапе развития Урала в раннем мезозое (триас — средняя юра) формировался совершенно своеобразный линейно-блоковый комплекс тектонических структур, в котором главную роль играли крупнейшие на Урале сдвиговые нарушения, отличающиеся прямолинейностью, крутыми углами падения и многочисленными субпараллельными сместителями.

Сдвиговые движения по этим разломам имеют большие амплитуды горизонтальных перемещений и особенно характерны для восточного склона Урала и Зауралья. Они наложены на все вышеописанные структурные комплексы, пересекают их и вызывают в них значительные нарушения.

Формирование сдвигов сопровождалось образованием вдоль сместителей местных зон сжатия и растяжения. На участках растяжения появлялись грабены и тектонические впадины с многочисленными сбросами и местными проявлениями вулканизма. В местах сжатия этих структур, особенно вдоль бортов крутых тектонических впадин, имели место локальные приразломные складки изгиба и надвиговые нарушения. Наряду с ними формировались складки и разрывы гравитационного происхождения и штамповые.

Сдвиговые и сопровождающие их сбросовые, а местами надвиговые и чешуйчато-надвиговые структуры, в послетриасовый период формировались в меньшей степени, но полностью они не исчезли. Порождающие их движения продолжались в течение всего мезозоя и обнаруживаются кое-где до сих пор.

Со средней юры начинается платформенная стабилизация структур Урала. Мезозойский и кайнозойский этапы образования геологических формаций и отдельных форм нарушений описаны в работе А. П. Сигова (1969). Изучение этих движений производится уже на основе геоморфологических методов.

ГЛАВА 25. ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ СТРОЕНИЯ УРАЛА КАК ТИПИЧНОЙ СТРУКТУРЫ СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ

Уральский складчатый пояс характеризуется рядом особенностей, которые во многом определяют его сходство с другими подобными тектоническими образованиями. К важнейшим из них следует отнести расположение в периферической части системы Азиатского тектонического кольца (см. фиг. 17) в пограничной зоне с Русской платформой. Такое положение пояса сыграло решающую роль при формировании в нем региональных тектонических структур, которые почти на всем протяжении имеют общую линейную ориентировку и хорошо выраженную поперечную зональность. Эта зональность отражается во всех связанных с тектоникой главных геологических явлениях — в осадконакоплении, магматизме, метаморфизме, металлогении и др.

Урал относится к складчатым сооружениям, образовавшимся в областях с типичным полным циклом геосинклинального развития. Весьма важной чертой строения уральской геосинклинали является четкое разграничение ее на два пояса — многосинклинальный и эвгеосинклинальный. На всем протяжении Урала граница между поясами (см. фиг. 109) представлена сложной системой разломов и совпадает с западным бортом раннепалеозойского трога (древней рифтовой долины). В эвгеосинклинальном поясе, занимающем большую часть восточного склона Урала, широко распространены разнообразные магматические образования. Для него характерно в общем сложное мозаичное строение, в котором преобладают полигональные тектонические блоки, ограниченные крутопадающими сместителями, и брахиформные складчатые нарушения. Только в наложенных структурах позднепалеозойского возраста развиты и типичные линейные складки изгиба, находящиеся в узких клиновидных блоках между крупными линейными разломами (сдвигами). Примерами линейных структур являются: Алапаевско-Теченский синклиниорий, Полтаво-Брединская впадина, западное крыло Магнитогорского синклиниория.

Весь западный склон Урала и Центрально-Уральская зона — в основе своей линейные складчатые структуры. Эти нарушения простран-

ственно и генетически связаны с системами региональных надвигов и шарьяжей позднепалеозойского возраста, которые широко развиты в Западно-Уральской зоне складчатости в пограничной полосе с Предуральским краевым прогибом. Здесь они образуют единую непрерывную блоковую структуру (см. фиг. 109), сформированную в результате поддвижения под Урал кристаллического основания Русской платформы. Суммарная величина этого движения измеряется многими десятками километров, хотя в отдельных сместителях (шарьяжах) максимальные видимые амплитуды не превышают 20—30 км. Таким образом, шарьяжи этой зоны являются важным региональным (общеевропейским) структурным элементом, определяющим стиль тектоники целой зоны.

С шарьяжами и надвигами западного склона сопряжены сдвиги и сдвиго-надвиги северо-западного и субширотного простирания, совпадающие с направлениями разломов в кристаллическом основании платформы. К таким разломам, проявляющимся частично на поверхности, относятся Ныробско-Красновишерский и Ашинский сдвиго-надвиги. В связи с этим можно предполагать, что поддвижение кристаллического основания под Урал происходило в обстановке левосторонних смещений в нем крупных блоков земной коры, главным образом с северо-запада на юго-восток. По простиранию пояса величина таких смещений изменялась и имела разные значения в отдельных субширотных секторах. В результате фронтальная часть Урала приобрела не вполне правильную, местами угловатую форму, которая отражает неравномерное перемещение уральских структур на восток. Простирания дислокаций в зоне линейной складчатости и фронтальных надвигов Урала в целом повторяют контуры этой угловатой границы. Однако восточнее, в Центрально-Уральской зоне, выражены уже только плавные изгибы по простиранию, параллельные субмеридиональным направлениям дислокаций восточного склона Урала.

На восточном склоне Урала региональные структуры характеризуются более выдержанными меридиональными простиранями, в которых намечается лишь общий для всего пояса дугообразный изгиб в западном направлении. Устойчивость простираний связана с направлениями крупных, прослеживающихся на всем его протяжении, продольных сдвигов. Развитые вдоль этих зон межразломные и приразломные складки изгиба также в общем имеют устойчивую ориентировку осей, хотя среди них преобладают брахиформные структуры. Последние особенно типичны для Тагильско-Магнитогорского прогиба, т. е. для рифтовой зоны Урала, где местный структурный рисунок связан со сложной мозаичной системой сбросов и раздвигов.

В складчатых дислокациях Зауралья вновь распространены линейные формы, которые связаны здесь с позднепалеозойскими линейными блоками, образованными крупными сдвигами.

Главные сдвиги восточного склона Урала — Мурзинский и Челябинский. Для них намечаются очень крупные (до 200—300 км) амплитуды левых смещений. Основные движения вдоль этих сдвигов происходили в позднепалеозойское и мезозойское время. Около них дислоцированы юрские отложения (см. фиг. 16) и испытали смещение системы позднепалеозойского кливажа течения и разлома. Названные сдвиговые структуры — главнейшие на восточном склоне Урала. С ними сопряжены многочисленные второстепенные сместители — сдвиги, сдвиго-надвиги кулисной системы, которыми определяется стиль блоковой тектоники более низкого порядка. Однако амплитуды надвигов здесь также значительны, отдельные достигают 10—20 км (см. фиг. 28).

Урал можно назвать одной из самых богатых провинций СССР по массе и разнообразию магматических пород (особенно интрузивного происхождения), образовавшихся главным образом в палеозойское время. Среди них большое место занимают пояса основных и ультраосновных пород, сформировавшиеся на ранней стадии палеозойской истории Урала. Главные пояса гипербазитов расположены в крупных тектонических швах, по которым проходят границы основных структурных зон Урала, выделяющихся как антиклинории и синклинории разных порядков. Таким образом, интрузии по их приуроченности отчетливо контролируются тектоническими структурами, а их первичное внутреннее строение в основном определяется спецификой вещественного состава магматических пород. В связи с глубинными тектоническими швами выделяются магматические, метасоматические образования подкорового происхождения.

В структурах восточного склона Урала широко развиты крупные массивы калиевых гранитов, которые образуют почти на всем его протяжении ряд поясов. К ним приурочены пояса отрицательных гравитационных аномалий, позволяющие проследивать их на глубине. Геологические и геофизические материалы показывают, что по форме массивы в плане удлиненные, а в разрезе линзовидные, согласные с общим простиранием уральских структур. Интрузии гранитоидов образовались преимущественно на орогенном этапе палеозойской истории. Закономерная связь гранитоидов с крупными антиклинальными структурами Урала подмечена давно. Однако природа ее окончательно еще не выяснена. Выявляется, что крупные массивы гранитоидов приурочены к ядрам и крыльям кливаж-антиклиналей, хотя нередко эти интрузии разрывают контуры указанных структур, частично выходя за их пределы. По глубине залегания гранитоиды в целом не опускаются ниже гнейсового слоя земной коры. Следовательно, можно выделить второй тип магматических и метасоматических образований — в н у т р и к о р о в ы й.

Кливаж-антиклинали — зоны проявления регионального кливажа течения. Процессы пластического течения пород в них сопровождаются частичной или полной перекристаллизацией вещества. Таким образом, они представляются структурами, в которых происходили интенсивные метаморфические преобразования пород. В связи с ними отчетливо прослеживается зональный региональный метаморфизм, от зеленосланцевой фации на крыльях до амфиболитовой в ядрах.

На схеме (см. фиг. 109) показаны пять основных линий кливаж-антиклиналей позднепалеозойского возраста. Однако на восточном склоне Урала они могут быть сгруппированы в более крупные зоны — Уйско-Мурзинскую и Красногвардейско-Шадринскую, которые на Среднем Урале разделены крупными сдвигами (Мурзинским и Челябинским).

На протяжении всего Уральского складчатого пояса, включая Пай-хой, согласно с общим простиранием структур прослеживаются системы регионального веерообразного (V-образного) кливажа разлома, которые всюду пересекают системы структур кливажа течения и наблюдаются в палеозойских и протерозойских породах. Они приурочены к антиклиналям с веерообразным нормальным опрокидыванием складок.

При описании этих структур особо подчеркивалось, что отдельные оси V-образных систем кливажа обычно сближены между собой и в результате образуются общие для них положительные структуры. На западном склоне Урала и в его Центрально-Уральской зоне на всем протяжении прослеживаются три такие сближенные осевые зоны. Весьма примечательно, что они здесь совпадают и с положением осевой зоны Урал-

тауской кливаж-антиклинали. Вторая зона проявления регионального кливажа разлома соответствует Уйско-Мурзинской зоне кливаж-антиклиналей. В Зауралье выявляется третья зона кливажа разлома, приуроченная к Красногвардейско-Шадринской структуре. Таким образом, намечается общая унаследованность в развитии положительных структур — кливаж-антиклинали сменяются ороантиклиналями. Однако это надо понимать как наследование общего направления движения, а не механизма дислокаций. Только так можно объяснить наличие всюду резких кинематических несогласий между деформациями кливажа течения и последующими деформациями кливажа разлома.

Унаследованность направления движения является наиболее устойчивым фактором структурообразования складчатых и разрывных нарушений. Поэтому региональные блоковые формы Урала, например, Тагильско-Магнитогорский рифт-синклиорий, все время (с раннего палеозоя) сохраняет свои основные черты отрицательной тектонической структуры. В то же время Восточно-Уральское поднятие, равноценное ему по времени заложения, преимущественно развивается как положительная структура. К нему, в частности, приурочены (унаследованно) и орогенные поднятия Уйско-Мурзинской зоны кливаж-антиклиналей и ороантиклиналей.

Таким образом, основными региональными структурами Урала являются положительные и отрицательные тектонические формы (поднятия и прогибы), развивавшиеся по-разному на разных стадиях палеозойского структурообразования.

Складчатые нарушения на Урале представлены различными генетическими типами, среди которых наиболее значительны по размерам и распространению складки продольного изгиба. Вместе с тем широко распространены также складки регионального течения и складки скалывания, меньшие по размерам. В разных зонах Урала набор складчатых форм, их интенсивность и распространение различны. Но относительная последовательность образования перечисленных типов складок одинакова на всем его протяжении и по всей ширине. Все основные разновидности складок хорошо разделяются на зоны с преобладанием определенных генетических, а также морфологических типов. Крупные интенсивные складки изгиба образуют зоны выдержанных однотипных дислокаций, которые прослеживаются по простиранию на сотни километров в сдвиговых складках изгиба и на тысячи километров в шарьяжных складках. В виде зон выделяются также и брахиформные дислокации, отчетливо приуроченные к Тагильско-Магнитогорскому прогибу. Зоны региональных складок течения связаны с кливаж-антиклиналями (см. фиг. 84, 109). Складчатость скалывания развита в зонах проявления веерообразного кливажа разлома (косая штриховка на фиг. 109).

Смена во времени разных процессов структурообразования — характерное свойство большинства складчатых поясов. На Урале это хорошо выясняется для палеозойской истории, в течение которой последовательно сменялись разные стадии: рифтовая, вулканических островных дуг, кордильеры, раннеорогенная и позднеорогенная. На каждой из этих стадий оформились свои типоморфные региональные структуры, которые не повторяются на протяжении данного цикла развития. Сравнение и выяснение на этой основе истории развития разных складчатых поясов представляет собой весьма интересную задачу исследований.

Сходным с Уралом по своему строению и отчасти истории развития считается Аппалачский складчатый пояс. В нем можно найти все основные генетические типы разрывных и складчатых структур. Много

сходных с Уралом черт имеют складчатые пояса, составляющие современное Тихоокеанское подвижное тектоническое кольцо, где находятся орогенные зоны (высокогорные хребты) и наряду с ними островные вулканические дуги, глубоководные желоба, рифтовые впадины. В этом поясе Земли отчетливо выражены одновременно развивающиеся деформации сжатия (орогены) и растяжения (рифты). Совместное нахождение таких структур в подвижных поясах свидетельствует о возможности смены одних форм тектонических движений другими.

Средиземноморско-Гималайский складчатый пояс уже существенно отличается от Уральского, так как для него устанавливается формирование складчатых зон на площадях с предшествовавшей длительной платформенной стабилизацией.

Таким образом, все складчатые пояса по многим главным признакам сходны между собой, но в то же время они отличаются один от другого также очень важными особенностями. К числу последних относятся: последовательность формирования структур разных генетических типов, набор (количество) стадий структурообразования, принадлежность к определенным глобальным тектоническим формам или их частям и некоторые другие свойства. Все они могут быть использованы при рациональной классификации складчатых поясов Земли.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Методика изучения тектонических структур складчатых поясов включает в себя различные аспекты исследований — от детального микроструктурного анализа внутренних деформаций горных пород до региональных и глобальных обобщений. При решении тектонических задач, кроме структурных наблюдений, привлекаются: данные по стратиграфии, магматизму, метаморфизму пород, а также результаты формационного анализа, палеогеографические построения, определения абсолютного возраста, геофизические материалы и сведения из смежных наук: физики, химии, астрономии и т. д.

В предлагаемом пособии большое внимание уделяется выяснению морфологических свойств дислокаций, которые отражают кинематику (механизм) их формирования. Исходя из этого описываемые дислокации разделяются на различные генетические типы. Изучение механизмов образования отдельных типов складчатых и разрывных нарушений имеет решающее значение для выяснения общей динамической схемы структурообразования и причины тектонических движений на Земле.

Анализ кинематики формирования тектонических структур необходим при проведении поисковых и разведочных работ. На месторождениях со сложными складчатыми и разрывными структурами геологи постоянно сталкиваются с необходимостью решения вопроса о направлении смещений рудных тел по разрывам (сдвигам, надвигам). Особенно это важно для обнаружения глубоких рудных залежей, не выходящих на земную поверхность.

Таким образом, анализ механизмов формирования тектонических нарушений представляет большой теоретический и практический интерес и применение его необходимо в любых видах геологических исследований.

В данном руководстве сделана попытка отразить наиболее важные современные представления, развивающиеся в структурной геологии в области методики исследований, а также в вопросах теории происхождения и истории формирования тектонических структур. Несмотря на то, что в основу работы положены главным образом уральские материалы, выводы и методические рекомендации имеют общее значение, т. е. могут быть использованы при изучении других подобных складчатых поясов.

Автор настоящего учебного пособия, предлагая свой труд вниманию геологов и студентов, считает необходимым подчеркнуть, что это лишь первый опыт комплексного рассмотрения тектонических структур в пределах одного складчатого региона. Работа по совершенствованию методики изучения структур продолжается. Поэтому за все отзывы и замечания автор будет очень признателен.

ЛИТЕРАТУРА

- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1956.
- А ж г и р е й Г. Д. Структурная геология. Изд. МГУ, 1966.
- А ж г и р е й Г. Д. О некоторых важных закономерностях тектонического движения и строения земной коры. Изв. АН СССР, сер. геол., 1960, № 8.
- А ж г и р е й Г. Д. О главных типах тектонических движений земной коры. В кн.: Совещание по проблемам тектоники. М., «Наука», 1964.
- А н а н ь е в а Е. М., Д о р о ф е е в Б. В. Элементы геологического строения восточного склона Урала и Зауралья по геофизическим данным. Сб. «Геология и полезные ископаемые Урала». Тр. СГИ, вып. 43, 1963.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. Оползание осадков на дне Черного моря и геологическое значение этого явления. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1930, № 1—2.
- А р х а н г е л ь с к и й А. Д. К вопросу о покровной тектонике Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 10, 1932, № 1.
- Б е л е в ц е в Я. Н., Т о х т у е в Г. В. Типы кливажа и его классификация. «Сов. геология», 1966, № 2.
- Б е л о у с о в В. В. О происхождении складчатости. «Сов. геология», 1947, № 16.
- Б е л о у с о в В. В. Общие закономерности геотектонического процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Б е л о у с о в В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954.
- Б е л о у с о в В. В. Проблема происхождения складчатости. В кн.: Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования. Изд. АН СССР, 1962.
- Б е н и о ф ф Х. Сейсмические данные о строении коры и тектонической деятельности. Сб. «Земная кора». М., ИЛ, 1958.
- Б е н и о ф ф Х. Движения по крупнейшим разломам. В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
- Б и л и б и н Ю. А. Вопросы металлогенической эволюции геосинклинальных зон. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 4.
- Б и л л и н г с М. П. Структурная геология. М., ИЛ, 1949.
- Б о р о д а е в с к а я М. Б. Некоторые вопросы генезиса колчеданных залежей Южного Урала. Тр. ЦНИГРИ, вып. 52, 1963.
- Б о р о д а е в с к а я М. Б., П е р и ж н я к Н. А., Ф о м и н ы х А. Ф., Т р е б у х и н В. С. Новые данные о геологическом строении Гайского рудного поля (Южный Урал). Тр. ЦНИГРИ, вып. 63, 1965.
- Б р о н г у л е е в В. В. О распространении, морфологии и генезисе мелкой тектонической складчатости на территории восточной части Русской платформы. «Сов. геология», 1947, № 16.
- Б р о н г у л е е в В. В. О распространении, морфологии и генезисе мелких складок. Бюлл. МОИП, вып. 14 (18), 1951.
- Б р о н г у л е е в В. В. К проблеме происхождения и классификации складок. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 34 (4), 1959.
- Б р о н г у л е е в В. В. Типы и происхождение складок (на примере герцинских форм Среднеазиатского Каратау). В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Б р о н г у л е е в В. В. К проблеме складкообразования в земной коре. Междунар. геол. конгресс. XXIII сессия. Докл. сов. геол. Проблема 3. М., 1968.
- Б у л ы к и н Л. Д. К петрохимии ультраосновных магматических горных пород Урала. В кн.: Всесоюзное петрографическое совещание. 3. Тезисы докладов по проблеме «Магматические формации и связь с ними полезных ископаемых». Новосибирск, 1963.
- Б у л ы к и н Л. Д. Основные черты геологии перидотитовой формации Урала. В кн.: Магматические формации, магматизм, металлогения Урала. Тр. II Уральского петрограф. совещания, т. II, 1969.
- Б у р т м а н В. С. Талассо-Ферганский сдвиг и сдвиг Сан-Андреас. В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Изд. АН СССР. Тр. Геол. ин-та, вып. 80. М., 1963.
- Б у р т м а н В. С., Л у к ь я н о в А. В., П е й в е А. В., Р у ж е н ц е в С. В. Горизонтальные перемещения по разломам и некоторые методы их изучения. В кн.: Разломы и горизонтальные движения земной коры. Тр. Геол. ин-та, вып. 80. М., 1963.
- Б у я л о в Н. И. Структурная геология. М., Гостехиздат, 1957.
- В а с с о в е в и ч Н. Б. К изучению слоистости осадочных горных пород. Литологический сб., 1948, № 2.
- В о й н о в с к и й - К р и г е р К. Г. Некоторые соображения об изоклинальной складчатости. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1948, № 6.
- В о й н о в с к и й - К р и г е р К. Г. Особенности геотектонического развития Лемвинской фациально-структурной зоны (западный склон Полярного Урала). Тр. Казах. политехн. ин-та, сб. 25, 1965.
- В о й н о в с к и й - К р и г е р К. Г. О некоторых спорных вопросах механизма складкообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1966, № 1.

- Вахромеев В. А. Подводные оползни на границе мела и палеогена в верховьях реки Хопра. ДАН СССР, т. 27, 1940, № 9.
- Воронов П. С. Тангенциальные напряжения и сдвиговые деформации земной коры на севере Средней Сибири. Инф. бюлл. ин-та геологии Арктики, вып. 17, 1959.
- Воронов П. С., Эрлих Э. Н. О сдвиговых деформациях северо-востока Сибирской платформы. Инф. сб. ин-та геологии Арктики, № 28, 1962.
- Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968.
- Галицкий В. В. Урало-Тяньшанская зона сдвигов. «Сов. геология», 1940, № 9.
- Гансер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967.
- Гзовский М. В. Основные вопросы классификации тектонических разрывов. «Сов. геология», 1954, № 4.
- Гонсалес-Бонорино Ф. Механический фактор происхождения сланцеватости. Тр. XXI Междунар. геол. конгресса, вып. II. М., ИЛ, 1963.
- Гончаров М. А. О связи кливажа со складкообразованием (на примере восточного крыла Зилаирского синклинали). Бюлл. МОИП, отд. геол., 1963, № 4.
- Горлов Н. В., Дук Л. В., Шуркин К. А. Тектоника, гл. VI. В кн.: Беломорский комплекс Северной Карелии и юго-запада Кольского полуострова. Изд. АН СССР, М.—Л., 1962.
- Горлов Н. В. Структура Беломорид. Ин-т геологии и геохронологии докембрия. Л., «Наука», 1967.
- Горностаев Н. Н. Внутрiformационные нарушения, вызываемые подводными скольжениями и тектоническими процессами. (Опыт сравнительной характеристики). Изв. Сиб. технолог. ин-та, т. 47. Томск, 1928.
- Горский И. И. Геологическое строение СССР, т. 3. М., 1958.
- Дук В. Л. Складки зоны ультраметаморфизма. Л., «Наука», 1967.
- Елисеев Н. А. Структурная петрология. Изд. ЛГУ, 1953.
- Елисеев Н. А. Основы структурной петрологии. Ин-т геологии и геохронологии докембрия. Л., «Наука», 1967.
- Ефимов А. А. Кытлымский платиноносный массив. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I Уральского петрограф. совещания, т. I, 1963.
- Ефимов А. А., Ефимова Л. П. Кытлымский платиноносный массив. Сб. «Материалы по геологии и полезным ископаемым Урала». Вып. 13. М., «Недра», 1967.
- Жуков Р. А. Геотектогенез и глубинные разломы. Сб. «Глубинные разломы». М., «Недра», 1964.
- Жученко А. Г. Принципиальные возможности ревизии геологических карт с помощью аэрофотогеологического метода на примере одного из районов Урала. Тр. IX Всесоюз. совещания по аэросъемке. Л., «Наука», 1967.
- Заварицкий А. Н. Некоторые основные вопросы геологии Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1941, № 3.
- Иванов Б. А. Палеотектонические схемы главных фаз мезозойского тектогенеза Южного Сихотэ-Алиня. В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Иванов Г. А. Кливаж (отдельности) в углях и во вмещающих породах и пути его практического использования. Тр. ЦНИГРИ, вып. 110, ч. 1, 1939.
- Иванов С. Н., Прокин В. А., Долматов Г. К. Основные черты строения и происхождения рудоносных брахантиклиналей в вулканогенных толщах Урала. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I Уральского петрограф. совещания, т. I, 1963.
- Иванов С. Н. К проблеме происхождения геосинклинальных ультрабазитов (на примере Урала). В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральского петрограф. совещания, т. II, 1969.
- Казakov А. Н. Микроструктурная ориентировка минералов в складках различных типов. Геотектоника, 1968, № 5.
- Камалетдинов М. А., Казанцев Ю. В., Казанцева Т. Т. Складчатые покровы западного склона Южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1970, № 4.
- Камалетдинов М. А. О клиппах на Среднем Урале. ДАН СССР, т. 146, 1962, № 5.
- Камалетдинов М. А. К вопросу о покровной тектонике Урала в свете новых данных. Геотектоника, 1965, № 1.
- Камалетдинов М. А., Кудашев А. Ш. О новых надвигах на западном склоне Урала. Геотектоника, 1968, № 2.
- Каретин Ю. С. О роли сдвиговых дислокаций в формировании нижнемезозойских депрессий и структуры восточного склона Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1965, № 10.
- Каретин Ю. С. Пемзовые туфы и кальдеры в силуре Среднего Урала. ДАН СССР, т. 173, 1967, № 2.
- Кейльман Г. А. Мигматитовые комплексы Среднего Урала. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала, т. 3, 1963.

- Кейльман Г. А. Результаты геологического картирования метаморфических комплексов Урала. В кн.: Проблемы изучения докембрия. Л., 1967.
- Кириллова И. В. Опыт анализа трещиноватости в слоистых толщах восточного погружения Триалетской складчатой области. ДАН СССР, т. 50, 1945.
- Кириллова И. В. Некоторые вопросы механизма складкообразования. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 6 (133), 1949.
- Кириллова И. В. Кливаж как показатель характера движения вещества в процессе развития складчатости. М., Изд. АН СССР, 1962.
- Клоос Э. Линейность. В кн.: Вопросы структурной геологии. М., ИЛ, 1958.
- Клоос Э. Деформация оолитов в складках Южных гор Мериленд. В кн.: Вопросы структурной геологии. М., ИЛ, 1958а.
- Книппер А. Л. Особенности образования антиклиналей с серпентинитовыми ядрами (Севано-Акеринская зона Малого Кавказа). Бюлл. МОИП, отдел. геол., т. 40 (2), 1965.
- Кноринг Л. Д. Математические методы при изучении механизма образования тектонической трещиноватости. Л., «Недра», 1969.
- Косыгин Ю. А. Тектоника нефтеносных областей. М., Гостоптехиздат, 1958.
- Косыгин Ю. А. Типы соляных структур платформенных и геосинклинальных областей. Тр. ГИН, вып. 29. Изд. АН СССР, 1960.
- Косыгин Ю. А. Тектоника. М., «Наука», 1969.
- Красный Л. И. Некоторые вопросы размещения глубинных разломов на востоке СССР. В кн.: Глубинные разломы. ВСЕГЕИ. М., «Недра», 1964.
- Крейтер В. А., Смирнов В. И. Некоторые задачи рудничной геологии. «Сов. геология», 1948, № 20.
- Кропоткин П. Н. Методы изучения тектонических структур. Сб. статей под ред. Н. А. Штрейса. Изд. АН СССР, 1961.
- Кропоткин К. Н., Шахворстова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. Тр. ГИН, вып. 134. М., «Наука», 1965.
- Кузнецов Е. А., Захаров Е. Е. К тектонике восточного склона Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., вып. 1—2, т. 4, 1926.
- Кузнецов Е. А. К тектонике восточного склона Среднего Урала. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XI (2), 1933, № 1.
- Кузнецов Е. А. Тектоника Среднего Урала. Изв. АН СССР, 1941.
- Кузнецов Е. А. Петрография магматических и метаморфических пород. М., 1956.
- Кэй М. Геосинклинали Северной Америки. М., ИЛ, 1955.
- Лизс Ч. К. Структурная геология. ОНТИ, 1935.
- Лукин Л. И., Чернышев В. Ф., Кушнарев И. П. Микроструктурный анализ. М., «Наука», 1965.
- Лукьянов А. В. Структурные проявления горизонтальных движений земной коры. Тр. Геол. ин-та АН СССР, т. 136. М., 1965.
- Магницкий В. А. Основы физики Земли. М., Геофизиздат, 1953.
- Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. Л., «Недра», 1965.
- Манк У., Магдональд Г. Вращение Земли. М., «Мир», 1964.
- Малахов А. А., Желобов П. П. К методике составления металлогенических карт на основе тектонической схемы Урала. В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 43. Свердловск, 1963.
- Мархинин Е. К. Об одной важной стороне проблемы кальдэр (о возможном механизме образования некоторых магматических камер). В кн.: Проблемы вулканизма. Матер. к I Всесоюзному вулканологическому совещанию. Изд. АН АрССР, 1959.
- Менард Г. У. Геология дна Тихого океана. М., ИЛ, 1966.
- Милановский Е. Е. Основные черты строения и формирования рифтовой системы восточной Африки и Аравии. Вестник МГУ, 1969, № 1.
- Минкин Л. М. О роли древних (дорифейских) структур в строении Уральского складчатого пояса. В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 43, Свердловск, 1963.
- Михайлов А. Е. Кливаж в верхнедевонских и нижнекаменноугольных отложениях в Атасуйском районе (западная часть, Центральный Казахстан). Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 2.
- Михайлов А. Е. Основы структурной геологии и геологического картирования. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Михайлов А. Е. Типы разрывных нарушений земной коры и их систематика. Тр. XXII Междунар. геол. конгресса. Сб. «Деформация пород и тектоника». М., «Наука», 1964.
- Михайлов А. Е. Основы структурной геологии и геологического картирования. М., «Недра», 1967.
- Младших С. В., Аблизин Б. Д. Стратиграфия верхнего докембрия западного склона Среднего Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1967, № 2.

Москалева С. В. О структурном положении гарцбургитовых комплексов западного гипербазитового пояса Урала. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I Уральского петрограф. совещания, т. 1, 1963.

Москалева С. В. Проблема верхней мантии на Урале. В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.

Моуди Дж. Д., Хилл М. Дж. Сдвиговая тектоника. Сб. «Вопросы современной зарубежной тектоники». М., ИЛ, 1960.

Наливкин В. Д. Пологие надвиги в окрестностях г. Чусового. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.

Нейман-Пермякова О. Ф., Пермяков В. В. К геологии Чердынского Урала. Зап. Минералогического об-ва, сер. II, ч. 59, вып. 2, 1930.

Нейман-Пермякова О. Ф. Силурийские отложения западного склона Среднего Урала. Изв. ГГРУ, № 50, 57, 1931.

Николаев В. А., Горлов Н. В., Кливаж. В кн.: Методика геологического картирования метаморфических комплексов. Лаборатория геологии докембрия. М., АН СССР, 1957.

Нилл Дж. Классификация кливажа на примере района Крейгниш (Шотландское нагорье). Тр. XXI Международ. геол. конгресса, вып. II. М. ИЛ, 1963.

Обуэн Ж. Геосинклинали, проблемы происхождения и развития. М., «Мир», 1967.

Овчинников Л. Н., Дунаев В. А., Краснобаев А. А. Материалы к абсолютной геохронологии Урала. Тр. Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геологов. Проблема 3. М., 1964.

Олли А. И., Романов В. А. Тектоническая карта Башкирии. Башкирский ФАН СССР, 1959.

Орлов Л. К., Шершнев К. С., Черемных Е. М., Клестов Ю. И. О методике поисков и разведки антиклинальных складок в восточной части Предуралья краевого прогиба геофизическими методами. В кн.: Геолого-геофизические методы поисков и разведки нефтяных месторождений в Пермском Прикамье. Пермь, 1970.

Паталаха Е. И. Оценки степени деформированности складчатых толщ. В кн.: Тектоника и динамометаморфизм палеозоя Казахстана. Тр. Ин-та геол. наук им. К. П. Сатпаева, т. 19. Алма-Ата, «Наука», 1967.

Паталаха Е. И. Результаты тектонофизических исследований зон динамометаморфизма. Изв. АН КазССР, сер. геол., 1968, № 4.

Пахомов И. В. Кизеловский каменноугольный бассейн, его геологическая изученность и перспективы. Сб. материалов геол. совещания по перспективам Кизеловского каменноугольного бассейна. Пермь, 1958.

Пейве А. В. Глубинные разломы в геосинклинальных областях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1945, № 5.

Пейве А. В., Синицын В. М. Некоторые основные вопросы учения о геосинклиналях. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.

Пейве А. В. Принцип унаследованности в тектонике. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 6.

Пейве А. В. Общая характеристика, классификация и пространственное расположение глубинных разломов. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956а, № 1.

Пейве А. В. Разломы и их роль в строении и развитии земной коры. Тр. XXI сессии Междунар. геол. конгресса. Докл. сов. геологов. Проблема 18, 1960.

Пейве А. В. Тектоника и магматизм. Изв. АН СССР, сер. геол., 1963, № 3.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения. Геотектоника, 1967, № 5.

Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого. Геотектоника, 1969, № 4.

Пермяков Е. Н. Тектоническая трещиноватость Русской платформы. Бюлл. МОИП, нов. сер., вып. 12(16). М., 1949.

Перфильев А. С. Особенности тектоники севера Урала. Тр. Геол. ин-та, вып. 182. М., 1968.

Плюснин К. П. О роли разрывных нарушений в структуре Магнитогорского синклинория. ДАН СССР, т. 143, 1962, № 5.

Плюснин К. П. О формах складчатых структур Магнитогорского мегасинклинория. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1962, № 3.

Плюснин К. П. О субвулканических интрузиях Магнитогорского синклинория в связи с закономерностями развития сдвиговой тектоники. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I Уральского петрограф. совещания, т. II, 1963.

Плюснин К. П. Тектоническое районирование Среднего и Южного Урала. ДАН СССР, т. 152, 1963а, № 5.

Плюснин К. П. О системах регионального кливажа Южного и Среднего Урала. ДАН СССР, т. 155, 1964, № 6.

Плюснин К. П. Сдвиговые структуры восточного склона Южного Урала. Геотектоника, 1966, № 4.

Плюснин К. П. О веерообразных структурах систем регионального кливажа разлома на Урале. ДАН СССР, т. 176, 1967, № 3.

Плюснин К. П. Шарьяжи западного склона Северного и Среднего Урала, их возраст и структурное положение. Изв. АН СССР, сер. геол., 1969, № 4.

Плюснин К. П. Системы регионального кливажа разлома на Урале. Геотектоника, 1970, № 3.

Пронин А. А. Основные тектонические структуры Урала и их происхождение. Изв. АН СССР, сер. геол., 1959, № 8.

Пронин А. А. О глубинной тектонике и образовании гранитов Урала. Междунар. геол. конгресс. XXI серия. Докл. сов. геологов. Проблема 18. М., 1960.

Пронин А. А. Основные черты истории тектонического развития Урала. Варисский цикл. М.—Л., «Наука», 1965.

Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969.

Пэк А. В. Трещинная тектоника и структурный анализ. Л., Изд. АН СССР, 1939.

Ракчеев А. Д. Закономерности размещения колчеданных тел на Урале (на примере Карабашской группы месторождений). «Сов. геология», 1962, № 7.

Ратновский И. И., Чочиа Н. Г. О первичных углах наклона пород. Литологический сб., I, 1948.

Решитько В. А. Брахисинклинали габбро-перидотитовых массивов платиноносного пояса Урала и их происхождение. В кн.: Магматизм, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. I Уральского петрографического совещания, т. I, 1963.

Романов Б. М. К вопросу о развитии Уральской палеозойской геосинклинали. В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала, вып. 6. Свердловск, 1958.

Руженцев С. В. Сдвиги Юго-Восточного Памира. Тр. Геол. ин-та, вып. 80. М., 1963.

Салоп Л. И. Два типа структур докембрия: гнейсовые складчатые овалы и гнейсовые купола. Бюлл. МОИП, отд. геол., 1974, 4.

Семененко Н. П. Структура рудных полей Криворожских рудных месторождений. Киев, Изд. АН УССР, 1946.

Сенченко Г. С. Морфологические типы тектонических структур зоны сочленения Русской платформы и складчатой области Южного Урала. В кн.: Совещание по проблемам тектоники, т. 4. М., «Наука», 1964.

Сергиевский В. М. Среднепалеозойский вулканизм и история формирования тектонических структур восточного склона Урала. Матер. ВНИГРИ, общ. серия. М.—Л., 1948, № 8.

Сигов А. П. Металлогения мезозоя и кайнозоя Урала. М., «Недра», 1969.

Симонова Г. Ф., Горлов Н. В. К методике анализа деформированной линейности. В кн.: Деформация и структуры докембрийских толщ. Л., «Наука», 1967.

Ситтер Л. У. Структурная геология. М., ИЛ, 1960.

Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы по палеогеографии Урала. Очерк III. Фаменский век. Тр. ГГИ УФАИ СССР, вып. 60, 1961.

Смирнов Г. А., Смирнова Т. А. Материалы к палеогеографии Урала. Очерк IV. Турнейский век. Тр. Ин-та геологии и геохимии УФАИ СССР. Свердловск, 1967.

Соболев И. Д. Тектоника и магматизм Урала. Тр. I Уральского петрограф. совещания, т. 1, 1963.

Соболев И. Д. Геология СССР, т. XII, кн. 2. М., «Недра», 1969.

Сорский А. А. Механизм образования мелких структурных форм в метаморфических толщах архея. Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, № 18 (145). М., 1952.

Сорский А. А. О соотношении глубинного и поверхностного строения Большого Кавказа. «Сов. геология», 1962, № 1.

Сорский А. А. Типы геосинклинальной складчатости Кавказа и условия их формирования. В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.

Софроницкий П. А. Основные черты тектоники палеозоя Пермской области. Уч. зап. Пермского ун-та, т. X, вып. 2, 1956.

Софроницкий П. А. Западно-Уральская внешняя зона складчатости. В кн.: Геология СССР, т. XII, ч. 1, кн. 2. М., «Недра», 1969.

Суворов А. И. Главные разломы Казахстана и Средней Азии. Тр. Ин-та геол. наук, вып. 80. М., 1963.

Суворов А. И. Основные типы крупных разломов Казахстана и Средней Азии. В кн.: Глубинные разломы. М., 1964.

Суворов А. И. Закономерности строения и формирования глубинных разломов. М., «Наука», 1968.

Судовиков М. Г. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ, 1954.

Твенхофел У. Х. Учение об образовании осадков. М., ИЛ, 1936.

Тетяев М. М. Основы геотектоники. Изд. 2, 1941.

- Тохтуев Г. В. Структуры будинажа и их роль в локализации оруденения. Киев, «Наукова думка», 1967.
- Тохтуев Г. В. Генетические типы и механизм образования структур будинажа. Геотектоника, 1969, № 1.
- Трифонов В. Г. Ассоциация верхнепалеозойских структур Северного Прибалхашья. В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964.
- Умбгров Д. Ж. Островные дуги. М., ИЛ, 1952.
- Усов М. А. Структурная геология. Госгеолиздат, 1940.
- Фредерикс Г. Н. Вопросы геотектоники Урала. Вестник Геологического Комитета, 1927, № 4.
- Фролов Н. Ф. Геологические наблюдения и построения при бурении искривленных скважин. М., Гостоптехиздат, 1957.
- Фурмарье П. Общие соображения о развитии сланцеватости в складчатых толщах. Тр. Междунар. геол. конгресса. XVII сессия, т. I, 1939.
- Хабаров А. В. Древние оползневые нарушения артинских слоев на Среднем Урале. ДАН СССР, т. 61, 1948, № 6.
- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Хаин В. Е. Некоторые вопросы происхождения и классификации складок земной коры. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. 32 (5), 1957.
- Хаин В. Е. Основные типы тектонических структур, особенности и причины их развития. Междунар. геол. конгресс. XXI сессия. Докл. сов. геологов. Проблема 18. М., 1960.
- Хаин В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1964.
- Хаин В. Е. Современные представления о происхождении геосинклинальной складчатости. Геотектоника, 1970, № 3.
- Халевин Н. И., Незоленова Э. А., Браславский Б. Я. Первые результаты сейсмологических исследований Института геофизики на Урале. В кн.: Глубинное строение Урала, 1968.
- Херасков Н. П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей на примере Южного Урала. Изв. АН СССР, сер. геол., 1948, № 5.
- Хизен Б. К. Ложе океанов. В кн.: Дрейф континентов. М., «Мир», 1966.
- Хиллс Е. Ш. Элементы структурной геологии. М., ИЛ, 1967.
- Хоментовский В. В. Геологическое строение и история развития Восточно-Уральского антиклинория на Среднем Урале. Изд. АН СССР, 1958.
- Хорев Н. А. Особенности дорифейского складкообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1954 № 2.
- Хорев Н. А. Складки докембрия Памира. Геотектоника, 1965, № 3.
- Чесноков С. В. К структурной эволюции гнейсовых куполов. Складки волочения в куполах Восточно-Уральского антиклинория. ДАН СССР, т. 67, 1966, № 4.
- Чудинов Ю. В. О древних поперечных сдвигах на Полярном Урале. Изв. АН СССР, сер. геол., 1964, № 8.
- Шатский Н. С. О происхождении Пачелмского прогиба. Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XXX, вып. 5, 1955.
- Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М., ИЛ, 1950.
- Штейнберг А. Д. Эволюция вулканизма и вулканические циклы на площади Магнитогорского рудного поля. Тр. I Уральского петрограф. совещания, т. III, 1963.
- Штейнберг Д. С., Булыкин Л. Д., Ефимов А. А., Малахов И. А., Фоминных В. Г. Проблемы генезиса ультрабазитов Урала. В кн.: Глубинное строение Урала. М., «Наука», 1968.
- Штейнберг Д. С., Малахов И. А., Булыкин Л. Д., Чашухин И. С. Итоги изучения серпентинизации ультрабазитов Урала. В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. II Уральского петрограф. совещания, т. 2, 1969.
- Штрейс Н. А. Стратиграфия и тектоника земнокаменной полосы Среднего Урала. В кн.: Тектоника СССР, т. 3. Изд. АН СССР, 1951.
- Шульц С. С. Анализ новейшей тектоники и рельеф Тянь-Шаня. Зап. Всесоюз. географ. об-ва, нов. сер., т. 3. М., 1948.
- Шульц С. С. Об изучении планетарной трещиноватости. Тр. Междунар. геол. конгресса. Проблема 4. «Наука», 1964.
- Шульц С. С. О разных масштабах планетарной трещиноватости. Геотектоника, 1966, № 2.
- Щербат Г. Н. Вулканокупола из района Лениногорска. Изд. АН КазССР, Алма-Ата, 1954.
- Эз В. В. К вопросу о связи трещиноватости в каменных углях Донбасса со складчатой структурой. Сб. «Складчатые деформации земной коры, их типы и механизм образования». М., Изд. АН СССР, 1962.
- Эз В. В., Гафт Д. Е., Кузнецов Б. И. Морфология и условия образования голоморфной складчатости на примере Зилаирского синклинория Южного Урала. М., «Наука», 1965.

- Bijlard E. C. Gravity measurements in East Afrika, *Phil. Trans R. Soc. (A)* 235, 445, 1936.
- Bucher W. H. The deformation of the Earth's crust, Princeton, 1933.
- Donath F. A., Parker R. B. Folds and folding. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 75, № 1, 1964.
- Eskola P. E. The problem of mantled gneiss domens. *Quart. Journ. Geol. Soc.*, London, vol. 104, part 4, N 416, 1949.
- Elliott D. Interpretation of fold geometry from lineation isogonic maps. *Jour. Geol.*, vol. 76, № 2, 1968.
- Fourmarier P. Principes de geologie. T. 1, Paris, 1950.
- Fourmarier P. Schistosité et Grande tectonique. *Ann. Soc. Geol. de Belgique*, № 8, 76, 1953.
- Fourmarier P. Schistosité et forme des plis. *Ann. Soc. Geologique de Belgique*, m. LXXIX, mai, 1956.
- Fourmarier P. Remarques au sujet de la schistosité en general avec application aux terrains paleozoïques de l'Ardenne et du massif schisteux Rhénan. *Geol. en Mijnbouw*, N 2, 18, 1956a.
- Freund R. Rift valleys. «The World rift system. Rep. of Symposium». Ottawa, 1965.
- Gutard G. Lineations, schistosité et phases de plissement durant l'orogénèse hercynienne dans les terrains anciens des Pyrénées orientales leurs relations avec le métamorphisme et la granitisation. *Bull. Soc. Geol. de France*, T. 11, N 7, Pl. XXII, 1961.
- Gillot J. E. Structural geology of Manax states. *Geol. Mag.*, vol. XCIII, N 4, 1956.
- Cirdler R. W. The role of translational and rotational movements in the formation of the Red Sea and gulf of Aden. The World Rift System. Report of symposium, Ottawa, Canada, 4—5 September, 1965.
- Hoepfner R. Zum Problem der Bruchbildung, Shieferung und Faltung. *Geol. Rundschau*, vol. 45, N 2, 1956.
- Ivanhoe L. T. Right-lateral strike-slip movement along the Lake Clark Fault, Alaska. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 72, N 7, 1962.
- Krause D. C. Equatorial shear zone. The World Rift System. Report of symposium, Ottawa, Canada, 4—5 September, 1965.
- Kennedy W. Q. The Great Glen fault. *Quart. J. Geol. Soc. London*, 1946, 102, N 405.
- Mead W. G. Folding rock flowage and foliate structures. *Jour. Geol.* vol. XLVIII, N 8, part II, 1940.
- Ramsay J. G. The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. *Jour. Geol.*, vol. 68, N 1, 1960.
- Ramsay J. G. The geometry and mechanics of formation of «similar» type folds. *Jour. Geol.* vol. 70, N 3, 1962.
- Rutten M. G. Schistosité in the Rhenic Massif and the Ardennes. *Geol. en Mijnbouw*, N 4, 17, 1955.
- Rutten M. G. Note on schistosité. *Geol. en Mijnbouw*, N 2, 18, 1956.
- Sitter L. U. Schistosité and shear in micro- and macrofolds. *Geol. en Mijnbouw*, N 10, 16, 1954.
- Sitter L. U. Boudins and parasitic folds in relation to cleavage and folding. *Geol. en Mijnbouw*, N 8, 20, 1958.
- Sitter L. U., Zwart H. J. Tectonic development in supra and infrastructures of a mountain chain. *Internat. Geol. Congr.*, Part 18, Copenhagen, 1960.
- Schroeder E. Schiefergebirgstectonic und Grundgebirgstektonik in der Hirschberg-Greizer Zone (Ostthüringen). *Geol.*, Jahrg. 7, Hf. 3—6, Berlin, 1958.
- Tobisch O. T. Large-Scale Basin-and-Dome Pattern Resulting from the Interference of Major Folds. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 77, N 4, 1966.
- Tobisch O. T. The influence of early structures on the orientation of late phase folds in an area of repeated deformation. *Jour. Geol.*, vol. 75, N 5, 1967.
- Vening Meinesz F. H. Gravity expedition at sea. 1923—1932, 2, 47—51.
- Wegman C. Zur Deutung der Migmatite. *Ged. Rundschau*, Bd. XXVI, Hf. 5, 1935.
- Netherlands Geodetic Commission, 1934.
- Weiss L. E. Fabric analysis of a trilineal tectonite and its bearing on the geometry of flow in rocks. *Jour. Science, Amer.*, vol. 253, 1955.
- Weiss L. E. and Intire D. B. Structural geometry of Dalredian rocks at Loch Leven, Scottish Highlands. *Jour. Geol.* vol. 65, No. 6, 1957.
- Weiss L. E. Geometry of superposed folding. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, vol. 70, 1959.
- White W. S. and Johns R. H. Structure of central and east-central Vermont. *Jour. Geol.*, vol. 58, N 3, 1950.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ	3
ЧАСТЬ ПЕРВАЯ. РАЗРЫВНЫЕ НАРУШЕНИЯ	
<i>Глава 1.</i> О соотношении основных форм разрывных и складчатых структур	6
<i>Глава 2.</i> Некоторые особенности выделения первичных (глубинных) разрывных структур	11
<i>Глава 3.</i> Классификация разрывных нарушений	16
<i>Глава 4.</i> Сбросы	
Система глубинных сбросов и раздвигов региональных рифтовых зон	20
Системы локальных раздвигов, кольцевых сбросов и надкамерных грабенов (кальдер)	25
<i>Глава 5.</i> Сдвиги	
Основные свойства сдвиговых нарушений	28
Системы сдвигов и общие закономерности их формирования	31
К вопросу о глобальной системе сдвигов	38
<i>Глава 6.</i> Надвиги и шарьяжи	
Общие определения	42
Шарьяжные структуры Урала	44
Возраст и механизм образования шарьяжей	52
Чешуйчатые надвиги	54
<i>Глава 7.</i> Методика полевых наблюдений разрывов	60
Приразломная трещиноватость и рассланцевание	61
Приразломные тектониты	70
Приразломная складчатость	72
ЧАСТЬ ВТОРАЯ. СКЛАДЧАТЫЕ НАРУШЕНИЯ	
<i>Глава 8.</i> Основные определения и классификации	74
<i>Глава 9.</i> Складки изгиба	80
Шарьяжные складки изгиба и волочения	83
Сдвиговые складки изгиба	87
Аккумулятивно-тектонические формы залегания горных пород, конседиментационные структуры облекания и штамповые складки изгиба	93
<i>Глава 10.</i> Трещинная тектоника	97
Планетарная трещиноватость	98
Тектоническая трещиноватость складок изгиба	99
Полевое изучение трещин, способы систематизации и обработки наблюдений	105
<i>Глава 11.</i> Складки внутрислойного течения	107
ЧАСТЬ ТРЕТЬЯ. СИСТЕМЫ РЕГИОНАЛЬНОГО КЛИВАЖА И ГЛУБИНЫЕ СКЛАДКИ	
<i>Глава 12.</i> Основные определения и классификации	113
<i>Глава 13.</i> Структуры кливажа разлома	
Общие свойства кливажа разлома	116
Возраст систем регионального кливажа разлома	120
Положение кливажа разлома в складках изгиба	124
Складки скалывания	125
Ороантиклинали и веерообразные системы кливажа разлома	130
<i>Глава 14.</i> Структуры кливажа течения	
Общие свойства кливажа течения и отличия его от кливажа разлома	132
Складки регионального течения	133
Кливаж-антиклинали	139
Возраст систем регионального кливажа течения	147

ЧАСТЬ ЧЕТВЕРТАЯ. АНАЛИЗ СЛОЖНЫХ СКЛАДЧАТЫХ СТРУКТУР

Глава 15. Общие сведения о методах исследований	149
Глава 16. Тектоническая линейность	152
Линейность складчатых структур (линейности I' , β , α)	153
Формы отдельностей пород, связанные с линейными структурами	156
Глава 17. Будинаж-структуры	157
Глава 18. Основные формы наложенных и перемятых складчатых структур	161
Глава 19. Изображение наложенных складок скалывания и складок регионального течения на стереографических проекциях и реставрация перемятых ранних складок	170
Глава 20. Антиклинории и синклинории	178

ЧАСТЬ ПЯТАЯ. ИЗУЧЕНИЕ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

Глава 21. Основные методы исторического анализа	186
Глава 22. Главные типы тектонических несогласий и фазы движений земной коры	188
Глава 23. Определение относительного возраста горных пород на основании анализа несогласий и структур пересечения	191
Глава 24. Этапы и стадии формирования тектонических структур	196
Структуры геосинклинального этапа	198
Структуры орогенного этапа	201
Структуры посторогенного этапа	202
Глава 25. Основные черты строения Урала как типичной структуры складчатых поясов	203
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	208
ЛИТЕРАТУРА	209

Плюснин Константин Петрович

**МЕТОДИКА ИЗУЧЕНИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР
СКЛАДЧАТЫХ ПОЯСОВ
(на примере Урала)**

*Литературный редактор В. Чередник
Технический редактор И. Портон
Корректоры Г. Охотникова, Л. Безусова.*

Сдано в набор 13/VII-71 г. Подписано к печати 5/I-72 г. ЛБ06002. Формат 70×108¹/₁₆.
Объем 13³/₄ п. л. Тираж 1200 экз. Заказ 1120. Цена 1р. 20 к.

Пермь, типография № 2. Коммунистическая, 57.

О П Е Ч А Т К И

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
54	16 снизу	„пробуксировки“	„пробуксовки“
68	7 снизу	выяснения	выясненного
135	подпись под фиг. 78	позднепалеозойской	кембрийской
149	12 снизу	данных	элементов
165	7 сверху	но	и
172	8 сверху	<i>j</i>	<i>i</i>
176	14 сверху	πS_3	πS_{II}
203	23—24 снизу	поперечную	продольную

К. П. П л ю с н и н. Методика изучения тектонических структур складчатых поясов.
Зак. 1120.