

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ



**ЭВОЛЮЦИЯ
ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР,
ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ
И ТИПИЗАЦИЯ**

НОВОСИБИРСК-1976

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

1759

ЭВОЛЮЦИЯ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР, ИХ ПРОИСХОЖДЕНИЕ И ТИПИЗАЦИЯ

СБОРНИК НАУЧНЫХ ТРУДОВ

НОВОСИБИРСК · 1976



В книге излагаются результаты исследований выполненных отделом тектоники ИГиГ СО АН СССР в 1971 – 1975 г.г. Рассмотрены вопросы становления и развития основных структурных элементов земной коры, их соотношений друг с другом, преемственности и эволюции различных типов континентальных и океанических структур в течение геологической истории. Широко освещены проблемы связи тектонических процессов с глубинными преобразованиями коры и мантии Земли и с вулканическими явлениями, а также вопросы моделирования геологических структур и результаты экспериментов по деформации и преобразованию горных пород.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов.

Редакционная коллегия:
К.В.Боголепов, Ч.Б.Борукаев (ученый секретарь),
И.В.Лучицкий, В.А.Николаев, А.Л.Яншин (ответственный редактор).

Ответственный за выпуск К.В. Боголепов

Печатается по решению секции стратиграфии, тектоники, литологии и осадочных полезных ископаемых Ученого Совета ИГиГ СО АН СССР

© Институт геологии
и геофизики СО АН
СССР

О Г Л А В Л Е Н И Е

Предисловие	5
ТИПЫ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ И ФАНОРОЗОЕ И ВОПРОСЫ ИХ ЭВОЛЮЦИИ	7
Введение (К.В.Боголепов)	7
Типы докембрийских структур и их эволюция (Ч.Б.Борукаев, А.К.Башарин, Н.А.Берзин)	10
Сравнительная тектоника срединных массивов в складчатых областях докембрия и фанерозоя (Б.М.Чиков)	19
Вопросы типизации нижнепалеозойских офиолитовых комплексов Алтае-Саянской области (П.П.Кузнецов)	25
Типы варисцийских геосинклиналей на примерах юга Сибири и Западной Европы (А.Л.Матвеевская)	27
Вопросы структурного соотношения верхнепротерозойских и нижне-среднепалеозойских комплексов Сибирской платформы (Г.С.Фрадкин)	32
Типы краевых систем и некоторые вопросы общей систематики тектонических структур (О.А.Вотах)	40
Орогенные структуры и их эволюция (К.В.Боголепов, В.Д.Ермиков, Н.П.Башарина)	49
Типы океанических структур и современных геосинклиналей и их эволюционные ряды (К.В.Боголепов, Б.М.Чиков)	57
Заключение (К.В.Боголепов)	82
Б и б л и о г р а ф и я	84
МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ	92
Введение (И.В.Лучицкий)	92
Тектоническое моделирование (И.В.Лучицкий, П.М.Бондаренко)	
Исследование деформационных свойств горных пород при высоких давлениях и температурах (Г.Д.Ушаков, В.И.Громин)	109
Малые структурные формы (В.И.Громин)	121
Палеовулканологические исследования (В.В.Волков)	136
Основные черты пространственного и структурного размещения нижнепалеозойского вулканизма (В.В.Волков)	140

Палеовулканологические исследования за рубежом (В.В.Кеpezинскas)	I47
Библиография	I5I
СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НОВЕЙШИХ СТРУК - ТУР В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ (Л.К.Зяткова)	I64
Библиография	I70

ПРЕДИСЛОВИЕ

В предлагаемой вниманию читателей работе в сжатой форме изложены важнейшие результаты тектонических исследований, выполненных в 1971-1975 гг. коллективами лабораторий Института геологии и геофизики Сибирского Отделения АН СССР: лабораторией геотектоники под руководством профессора К.В.Боголепова, экспериментальной тектоники - руководитель член-корр. АН СССР И.В. Луцицкий, геоморфологии и неотектоники - руководитель доктор г.-м.наук В.А.Николаев. Общее руководство научными исследованиями осуществлялось академиком А.Л.Яншиным.

Соответствующие разделы и главы книги написаны указанными в оглавлении авторами или авторскими коллективами сотрудников трех перечисленных лабораторий.

Излагаемые результаты пятилетних исследований охватывают ряд узловых проблем современной тектоники. К ним относятся вопросы становления и развития основных структурных элементов континентальной и океанической земной коры, их пространственных соотношений и динамических связей друг с другом, преемственности и эволюции различных типов геологических структур в течение истории Земли от первоначальных стадий их формирования в глубоком докембрии до кайнозоя включительно, вопросы связи тектонических процессов с глубинными преобразованиями коры и мантии Земли и с вулканическими явлениями.

В работе широко освещаются проблемы моделирования геологических структур и результаты экспериментальных исследований по деформациям и преобразованию горных пород, в термодинамических условиях, соответствующих или весьма близких к условиям, существующим в глубоких зонах земной коры и верхней мантии. Эти работы проводились на новейшей сконструированной в ИГиГ СО АН СССР аппаратуре.

Часть изложенных в книге материалов уже освещалась в печати, но они были рассредоточены в отдельных статьях и монографиях, приведенных в списках литературы. Результаты работ в общем контуре публикуются впервые.

редколлегия надеется, что итоги пятилетних исследований, выполненных коллективом ученых нашего института по проблеме "Эво-

люция тектонических структур, их происхождение и типизация", будут интересны широкому кругу специалистов и могут быть использованы в практике дальнейших научных и производственных геологических работ.

ТИПЫ ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗЕМНОЙ КОРЫ В ДОКЕМБРИИ И ФАНЕРОЗОЕ И ВОПРОСЫ ИХ ЭВОЛЮЦИИ

Введение

работы по изучению основных структурных элементов земной коры и их эволюции в течение геологической истории, выполненные в 1971-1975 гг. в лаборатории геотектоники, представляют собой естественное продолжение и расширение той научной тематики, которая разрабатывалась тем же коллективом в предшествующее пятилетие. Исходными были следующие направления научной деятельности:

1. Изучение типов докембрийских структур Земли и разработка вопросов их эволюции. Важность этого направления обусловлена тем, что докембрийские толщи слагают до 80% всего объема континентальной земной коры. Их состав, структура и пространственное размещение определяют особенности геологического строения литосферы. Можно считать, что докембрийские толщи, наряду с образованиями океанического ложа, содержат наибольшую часть ресурсов минерального сырья, способных обеспечить потребности мирового хозяйства на ближайшее столетие. Исследование докембрийских толщ позволяет охарактеризовать ранние этапы формирования земной коры, а сравнение докембрийских и более поздних структур проследить общие закономерности тектонического развития континентов на протяжении всей геологической истории.

2. Изучение и типизация орогенных структур и, в первую очередь, структур, образованных процессами повторного горообразования - дейтероорогенеза, столь широко проявившегося в мезозойскую и кайнозойскую эры в Центральной Азии. Значение этого направления определяется высокой рудной продуктивностью орогенных структур и продолжающейся многолетней дискуссией о их положении в систематике основных структурных элементов земной коры. Процессы

дейтероорогенеза или, как часто их именуют, процессы "тектоно-магматической активизации" платформ и складчатых областей протекали, начиная с глубокого докембрия и вплоть до кайнозоя¹⁾. Они сопровождались существенной перестройкой рельефа и глубинного строения земной коры, возникновением мантийных и внутрикоровых магматических очагов, движением фронтов метаморфизма, ремобилизацией рассеянного рудного вещества и его перестроением. Выделение и типизация дейтероорогенных структурно-вещественных комплексов и установление их пространственных и временных соотношений с платформенными (плитными), геосинклинальными и протоорогенными комплексами имеют важное значение для рассмотрения геодинамики и эволюции состава и структуры гранитно-метаморфической и осадочной оболочек континентальной земной коры. Вместе с тем это направление имеет прямое отношение к разработке проблем рифтогенеза и последующего образования океанических структур.

В ходе исследований по этим двум традиционным для лаборатории направлениям работы, по которым начались еще в середине 60-х годов, появилась необходимость сосредоточить внимание на изучении отдельных типов структурных элементов земной коры, имеющих важное значение для понимания происхождения и динамики тектонического развития геосинклиналей, складчатых сооружений и платформ. В связи с этим были поставлены работы по сравнительному изучению срединных массивов и зон глубинных разломов в складчатых областях докембрия и фанерозоя. Начато исследование недостаточно изученных в тектоническом отношении офиолитовых поясов в Алтае-Саянской области, по-видимому, отличающихся по структурным позициям от аналогичных образований в линейных складчатых сооружениях альпийского или уральского типов. Проведено сравнительное изучение краевых систем, сформировавшихся в зонах сочленений древних и молодых платформ с одновременно развивавшимися геосинклиналями и орогенными складчатыми сооружениями. В связи с разработкой того же вопроса о взаимосвязях в тектоническом развитии платформ, геосинклиналей и орогенов начато изучение тектоники среднепалеозойского структурно-вещественного комплекса Сибирской

1) Для процессов формирующих подобные геологические образования в докембрии, И.А. Семихатовым в 1972 г. предложен термин "диасхизис" (Сб. Геология докембрия. Л., "Наука", 1972).

платформы, формировавшегося в условиях существенной активизации тектонических движений и перестройки докембрийского и раннепалеозойского структурных планов. В том же аспекте, а также в связи с участием лаборатории в билатеральных советско-германских работах по сравнительному анализу тектоники варисцид на территориях СССР и ГДР была продолжена работа по типизации варисских геосинклиналей юга Сибири и их сравнению с одновозрастными складчатыми сооружениями Центральной Европы.

Кроме того, в дополнение к пятилетнему плану научная тематика лаборатории была значительно расширена за счет привлечения в сферу тектонического анализа структур океанического ложа и современных периокеанических геосинклиналей. Необходимость этого была вызвана тем, что ряд важных вопросов типизации и систематики основных структурных элементов земной коры, их образования и эволюции сейчас уже не может рассматриваться вне общей системы глобальных построений без учета огромных успехов, достигнутых в последнее десятилетие океанической геологией, без изучения процессов взаимопереходов между континентальной и океанической корой и взаимодействия между геологическими процессами, происходящими в коре и мантии под океанами и континентами. Значительное внимание было уделено опытам разработки общей систематики глобальных — океанических и континентальных геологических структур и методике тектонического районирования.

Вполне естественно, что многоплановость и множественность объектов исследований, также как и различие в склонностях отдельных научных сотрудников лаборатории, достигших за прошедшее пятнадцатилетие со времени её организации научной зрелости, создали возможность разработки и применения различных методических приемов при решении конкретных научных задач, а иногда и разных подходов при рассмотрении общих теоретических проблем тектоники. В частности, это выразилось в различных вариантах выделения и классификации основных структурных элементов земной коры, наметившихся в процессе изучения тектоники докембрия континентов, при исследовании орогенных структур, рассматриваемых в данном случае как "третий" класс в системе вертикальной и латеральной расчлененности земной коры континентов, а также при изучении краевых структур. Анализ краевых систем позволил, наряду с их типизацией, рассмотреть проблему ранговой соподчиненности структурных элемен-

тов земной коры в целом и предложить один из возможных путей построения их общей систематики.

Исследования осуществлялись коллективом научных сотрудников лаборатории в следующем составе: ст.научн.сотр. А.К.Башарин, мл.научн.сотр. Н.П.Башарина, ст.научн.сотр. Н.А. Берзин, проф. К.В.Боголепов, ст.научн.сотр. Ч.Б.Борукаев, ст.научн.сотр. О.А.Вотах, мл.научн.сотр. В.Д.Ермиков, мл.научн.сотр. П.П.Кузнецов, ст.научн.сотр. А.Л.Матвеевская, ст.научн.сотр. Г.С.Фрадкин, ст.научн.сотр. Б.М.Чиков. Библиографическое и картографическое обеспечение работ и их оформление осуществлялось Л.И.Бирюковой, Г.Я.Диановой, М.Б. Лимоновой, Р.И. Теслюк, М.А.Чиковой, О.П.Шлыковой.

В результате проведенных исследований сотрудниками лаборатории опубликовано 81 статья, 9 монографий, а также составлен и опубликован ряд тектонических карт и схем.

За пятилетие повысился качественный состав лаборатории. Ее сотрудниками защищено три кандидатских и одна докторская диссертации, двум кандидатам геолого-минералогических наук присвоено звание старших научных сотрудников.

ТИПЫ ДОКЕМБРИЙСКИХ СТРУКТУР И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Исследования по изучению структуры докембрийского этажа Земли проводятся в лаборатории геотектоники со времени её основания. Вначале они охватывали лишь территорию Сибири и Дальнего Востока. Были выявлены некоторые закономерности¹⁾, для проверки и уточнения которых потребовался анализ материалов в глобальном масштабе. Эти работы были начаты в 1967 г., и первый их этап завершился составлением к концу предшествующего пятилетия "Карты тектоники докембрия континентов" в масштабе 1:15 000 000, опубликованной в 1972 г. [59].

В 1971-1975 гг. исследования продолжались в плане типизации докембрийских структур и изучения их эволюции на основе анализа названной карты и новейших литературных источников. Результаты исследований частично отражены в объяснительной записке к карте [60], ряде статей и пятитомной серии монографий "Докембрий континентов". Завершение публикации этой серии планируется в 1976-1977 г.г.

¹⁾ Докембрийская тектоника Сибири. Под. ред. Ю.А.Косыгина. Новосибирск, ИО СО АН СССР, 1964.

Задачи типизации структур и изучения их эволюции в практике геологических исследований решаются двумя существенно различными путями. Часть исследователей, изучая ряды структур в хронологической последовательности, стремится выявить специфические, индивидуальные черты объектов определенного возраста с целью обособления их в особый тип. Эволюция структуры осадочной оболочки при этом представляется в виде последовательной и необратимой смены многочисленных типов структур. Такой метод в последние годы широко распространился в геологии докембрия. Появились понятия о нуклеарах, протоплатформах, протогеосинклиналях, протоплитах, литоплинтах и т.п. как типах структур нижнего докембрия, о лунной, догеологической, протогеосинклинальной и т.п. стадиях развития Земли. Подчеркивается и закрепляется терминологически неповторимость этапов развития планеты.

Сотрудниками лаборатории избран иной путь решения указанных задач. Типизация объектов проводится независимо от их возраста на основании наиболее устойчивых структурно-вещественных признаков с определенной точностью, которая задается принятой классификацией. Представляется, что изучение эволюции возможно лишь на основе предварительного расчленения осадочной оболочки на геологические тела, охарактеризованные некоторыми значениями вещественных свойств, структуры и возраста. Так, например, на любом хронологическом уровне могут быть достоверно или условно выделены геосинклинальные комплексы по признакам, сформулированным в классических определениях. Возрастной объем комплекса является характеристикой дополнительной, определяющейся методом, независимым от свойств, положенных в основу структурно-вещественной классификации. Изучение эволюции заключается в сравнении на разных хронологических уровнях структуры некоторой территории, а также разновозрастных структур одного типа по дополнительным классификационным признакам.

Методика расчленения докембрийской части осадочной оболочки, принятая при составлении "Карты тектоники докембрия континентов" и положенная в основу последующих работ, подробно освещена в объяснительной записке к карте и серии статей. Напомним только, что докембрийские образования расчленяются на крупные геологические тела (структурно-вещественные комплексы), каждое из которых характеризуется значениями вещественного состава, дислоцирован —

ности и возраста. Эти характеристики считаются независимыми, поэтому полная классификация комплексов является трехмерной. В отчетный период проводилось уточнение некоторых аспектов классификации.

В двухмерной классификации по структурно-вещественным признакам предусматривается выделение четырех классов комплексов: геосинклинальных складчатых, платформенных нескладчатых, платформенных складчатых и геосинклинальных нескладчатых. Два первых класса широко известны, в последние годы получил характеристику третий, а четвертый выделен лишь при составлении "Карты тектоники докембрия континентов". Поэтому представилось необходимым дать обоснование его выделения и подробную характеристику класса [35].

К классу отнесены нескладчатые комплексы, по вещественному составу идентичные или весьма близкие геосинклинальным комплексам смежных или удаленных складчатых зон. Типовым представителем избрана надгруппа Маунт-Брус Западной Австралии, залегающая в виде покрова на южной периферии щита Пилбара. Геосинклинальный характер комплекса устанавливается на основании сравнения с формационными рядами геосинклиналей Большого Кривого Рога, Лабрадорской и Карсакпайской. К классу отнесены также афебий провинций Сьюпириор и Слейв Канадского щита, чехол Трансваальского массива, ятулий-суйсар Балтийского щита, рифей Присяянского прогиба и т.п.

Геосинклинальные нескладчатые комплексы широко развиты в пределах щитов древних платформ, но распространены также на окраинах платформ и во внутренних прогибах. Часто они постепенно переходят в складчатые комплексы. Афебские (нижнепротерозойские) комплексы приурочены к остаточным массивам в геосинклинальных областях лаврентьевской регенерации. Близкая картина характерна для Верхоянской эпикратонной геосинклинали, возникшей в результате алгомской регенерации. Рифейские геосинклинальные нескладчатые комплексы тяготеют к внутриплатформенным прогибам типа авлакогенев. Распространение указанных комплексов в протогее было, по-видимому, значительно более широким, чем в неогее.

Необходимым оказалось также уточнить хронологический аспект трехмерной классификации, т.е. возрастную индексацию комплексов. С этой целью был проведен анализ существующих шкал докембрия и показано существование шкал двух типов [32]. Шкалы S.S. являют-

ся рабочим инструментом исследования, средством упорядочения разрозненных фактов. Рубежи их являются произвольными границами, закреплёнными конвенцией. Шкалы с.с. (точнее, схемы) отражают представления исследователей о периодичности истории литосферы. В применении к докембрию такие "шкалы" создаются на основании изучения последовательности тектонических комплексов, границам между которыми приписывается планетарное значение.

В связи с этим большое значение приобретает вопрос о тектоно-магматических циклах. Ряд исследователей, считая глобальную цикличность установленным фактом, полагает необходимым строить геохронологическую шкалу докембрия на ее основе. Анализ материалов показал, однако, что в докембрийской истории Земли практически не существовало более или менее продолжительных анорогенных эпох, что процессы диастрофизма протекают в литосфере непрерывно. Было выяснено также, что причина укрепления представлений о глобальной цикличности заключается в значительной мере в самой методике построения и использования шкал с.с.. Их рубежи намечаются при обработке ограниченного объема информации. При дальнейших исследованиях границы выделяемых новых литостратиграфических подразделений неизбежно привязываются к рубежам выработанных ранее шкал, что ведет к логическому кругу. Все это приводит к выводу, что строить геохронологическую шкалу докембрия на базе представлений о планетарных тектоно-магматических циклах методически неверно. Такая шкала не может выполнять своего целевого назначения, а также служить основой для изучения эволюции.

Геохронологическая шкала докембрия должна быть независима от физических (структурно-вещественных) свойств толщ горных пород. Её подразделения должны представлять собой условно выбранные интервалы физического времени (в "изотопных годах").

Наряду с типизацией структурно-вещественных комплексов, являющихся главными структурными элементами осадочной оболочки, уделялось внимание тектоническим районам (зонам), структура которых определяется сочетанием комплексов. В частности, проведена работа по изучению жёстких массивов в докембрийской части осадочной оболочки [74].

В верхнедокембрийском этапе, строение которого принципиально сходно со структурой фанерозоя, обломки древнего основания, "обтекаемые" складчатыми ветвями, аналогичны срединным массивам

фанерозойских складчатых поясов. В среднедокембрийском этапе геосинклинальные складчатые области разделяются крупными (в среднем около 5-7 млн.кв.км) массивами, представленными выступами нижнедокембрийского фундамента. Чехол на этих массивах развит локально и представлен, как правило, формациями геосинклинальной группы. Эти блоки в более молодых этапах аналогов не имеют, но обнаруживают черты сходства со щитами древних платформ. На этом основании они выделены в особый класс и условно названы щитовыми массивами.

В пределах среднедокембрийских геосинклинальных складчатых областей выделяются также многоугольные блоки (в среднем около 150 тыс.кв.км), которые аналогичны срединным массивам неогена. Аналогия заключается в соотношениях структуры фундамента с границами массивов, в строении и закономерностях размещения чехла, латеральных взаимоотношениях чехла с геосинклинальными комплексами смежных складчатых зон. Менее ясен вопрос о существовании жестких массивов в нижнедокембрийском этапе, хотя и в нем наблюдается некоторая латеральная неоднородность.

Главное внимание в отчетный период уделялось изучению общей структуры докембрия континентов. Некоторые основные черты тектоники докембрия были охарактеризованы в докладе, представленном XXIV сессии Международного геологического конгресса в Монреале [67,89]. С целью выявления эволюции структуры её изучение проводится по условным хронологическим срезам.

Вначале принималось трехчленное расчленение докембрия. Позже было признано целесообразным рассматривать структуру по четырем подразделениям, ограниченным изохронами 3300 ± 300 , 2600 ± 200 , 1750 ± 100 и 575 ± 20 млн.лет. Ниже приводятся основные результаты поэтажного анализа.

I. Наиболее древние образования Земли (древнее 3300 млн. лет) отнесены к алданскому этажу. Изучение этого этажа показало, что его образования распространены в фундаментах всех древних платформ, а местами и в геосинклинальных складчатых поясах.

В разрезе алдания различных тектонических районов намечается направленная стратиграфическая последовательность от основных пород к более кислым и общая тенденция увеличения количества карбонатов снизу вверх. Вместе с тем, в наиболее полных разрезах местами отмечается грубая ритмичность с той же последовательно-

стью в каждом ритме.

Устанавливается закономерный вертикальный ряд магматических образований, изменяющихся от ультраосновных пород через эндербиты, чарнокиты, плагиограниты к нормальным гранитам и за — вершающим аляскитовым гранитам.

Наиболее ранними различимыми деформациями этажа являются линейные складки, а широко развитые куполовидные и чашеобразные формы представляют собой наложенные образования, возникшие в более поздние эпохи массовой гранитизации.

Образования алданского этажа однородны по степени метаморфизма, отвечающей главным образом гранулитовой, реже прогрессивной амфиболитовой фациям. Однако в пределах этажа намечается фациальная неоднородность. Выделяются пояса, в которых широко распространены мощные метаморфические толщи, производные от пород основного состава. Они разделяют блоки со столь же мощным разрезом сиалического типа. В первых из них метаморфические толщи, по-видимому, имеют больший стратиграфический объем и тесно связаны с образованиями вышележащего киватинского этажа. В сиалических же блоках между этими этажами фиксируется структурное несоответствие.

Сиалические блоки и разделяющие их симатические пояса, совместно гранитизированные, охватывают обширные участки и образуют первичные сиалические плиты или линзы в земной коре. Предполагается, что такие плиты отделялись друг от друга симатическими областями, краевые зоны которых сходны с внутренними поясами плит.

2. Киватинский этаж (3300—2600 млн. лет) на многих участках щитов древних платформ залегает резко несогласно на алданском кристаллическом цоколе. В этаже выделяются два крупных структурно-вещественных комплекса: гранито-гнейсовый и зеленокаменный осадочно-вулканогенный.

Гранито-гнейсовый комплекс по вещественным и структурным характеристикам обычно сходен с образованиями алданского этажа и, как правило, трудно отделим от последнего. Сложен он гнейсами и кристаллическими сланцами высоких степеней метаморфизма и гранитоидами. Косвенные данные показывают, что области распространения комплекса могут отвечать положительным структурным элементам этажа.

Зеленокаменный осадочно-вулканогенный комплекс выполняет линейной и дугообразной формы прогибы и сложен терригенными породами, джеспилитами и вулканитами. Формационные ряды обычно начинаются спилито-кератофировой формацией, ниже которой иногда залегают маломощные фалаховая и (или) карбостромовая. Выше следуют аспидная, джеспилитовая и флишсоидная формации. Некоторые ряды завершаются молассой.

Количественные соотношения между формациями позволяют наметить ряды мио- и эвгеосинклинального типа. Для первых из них характерно слабое развитие вулканитов (не более 15-20%), во вторых вулканиты составляют до 80-85%. Общая мощность этажа на всех щитах древних платформ оценивается в 10-15 тыс. м.

Осадочно-вулканогенный комплекс повсеместно дислоцирован интенсивно и собран в узкие, часто изоклинальной формы складки, образующие сложные план-узоры. В структуре этажа полностью отсутствуют нескладчатые комплексы.

Зеленокаменные осадочно-вулканогенные комплексы несомненно являются геосинклинальными, весьма сходными с комплексами, развитыми в более молодых докембрийских и фанерозойских геосинклинальных складчатых областях.

3. Афебский этаж (2600-1750 млн. лет) характеризуется большим разнообразием структурно-вещественных комплексов. Наряду с эвгеосинклинальными широко распространены миогеосинклинальные и впервые появляются платформенные комплексы. Эвгеосинклинальные комплексы часто образуют единый формационный ряд с подстилающими их киватинскими, тогда как миогеосинклинальные залегают на более древних отложениях с отчетливым несогласием. Среди формаций, входящих в состав рядов, весьма характерной является фалаховая, не являющаяся типоморфной, но знаменующая собой этапы оживления движений в консолидированных ранее областях. Впервые в афебском этаже появляются достоверно диагностируемые спарагмитовые формации (ледниковая моласса).

Главными тектоническими районами этажа являются щитовые массивы и разделяемые ими складчатые области. Щитовые массивы на большей части периметра ограничены прямолинейными участками, явно связанными с глубинными разломами. Большая роль разломов устанавливается также в складчатых областях на территориях щитов древних платформ. Обычно здесь развиты две ортогональные системы раз-

ломов, ограничивающие складчатые ветви. В ячеях сети складчатых ветвей расположены трех-четырех угольные срединные массивы. Такого типа рисунок выделен под названием гондванского структурного плана [50]. По-видимому, именно этот план наиболее характерен для афебского этажа, хотя наряду с ним, возможно, существовали и эвгеосинклинальные области линейной формы.

Возрастной объем комплексов и их групп различен. В частности, замыкание геосинклинального режима в разных областях, связывающееся обычно с карельской (гудзонской и т.п.) складчатостью, происходит в интервале 2100-1650 млн. лет. Весьма интересны соотношения с киватинским этажом. Представления о лаврентьевской регенерации, значение которой ранее [67] несколько переоценивалось, нуждаются в уточнении. Наложенный характер афебских геосинклиналей, свидетельствующий о дроблении древнего основания, действительно свойствен многим областям (провинция Чёрчилл Канадского щита, Бразильский щит, большая часть Африканской платформы, северная часть Австралийской платформы). Однако в других областях (Карельско-Кольская часть Балтийского щита, Украинский щит) афебские толщи составляют с киватинскими единые формационные ряды, а изменения структурного плана на их границе несущественны. В этом улавливаются определенные черты унаследованности развития.

4. Структурный план рифейского этажа (1750-575 млн. лет) уже близок к таковому фанерозоя. Его главными элементами являются древние платформы и геосинклинальные складчатые пояса. На их границах располагаются сложно построенные эпикратонные и перикратонные краевые системы, которые закладываются и развиваются на раздробленных и погруженных участках кратонов.

Эпикратонные геосинклинальные системы имеют, как правило, изометричную и неправильную форму и достигают в поперечнике первых тысяч км. Они состоят из серии чередующихся прогибов и поднятий. К этим системам отнесены погруженные западная окраина Русской, северо-восточная Сибирской и восточная Австралийской платформ.

Перикратонные геосинклинальные системы обычно имеют линейную, реже дугообразную форму, длину до первых тысяч км и ширину до 250-600 км. Эти системы представляют собой сложно построенные моноклинали с региональным наклоном в сторону геосинклиналь-



ного пояса. К ним отнесены Предуральская, Енисейско-Игарская, Преддапалачская, Предкордильерская, Предандская и др. системы.

Наряду с геосинклинальными краевыми системами выделяются также геоантиклинальные, к которым отнесены Восточно-Саянская, Становая, Гренвиллская и др. системы.

Для всех краевых систем характерно обилие разломов, ориентированных, как правило, конформно границам платформ. Особенно широко они развиты на южных ограничениях платформ северного ряда, где часто отмечаются краевые швы (Южно-Алданский, Главный Саянский) или пояса широкого распространения вулканитов в платформенном чехле (южная окраина Северо-Американской платформы).

На всех платформах внутренние зоны краевых систем осложнены авлакогенами, вдающимися в тело платформ.

В структуре докембрия особо выделяется пояса диасхизиса (тектоно-магматической активизации). По структурно-вещественным признакам эти структуры не могут быть выделены в качестве членов принятой трехмерной классификации. Обладая некоторым единством по структурным признакам, пояса накладываются на области распространения структурно-вещественных комплексов разных классов. С учетом положения в общей структуре пояса могут быть подразделены на ряд типов. Часть из них отвечает перикратонным геоантиклинальным системам, часть - внутрищитовым зонам "омоложения". К поясам могут быть отнесены также некоторые крупные геоантиклинальные поднятия.

В ходе изучения структуры докембрия применялся и ряд специальных методов. В частности, проведен анализ структуры на палинспастической топооснове [43,73]. Этот анализ показал, что имеющиеся факты по тектонике докембрия не противоречат гипотезе дрейфа континентов. Показаны структурные аналогии и сходство структурно-вещественных комплексов между участками разных континентов, разделенных ныне Атлантическим океаном. На палинспастической основе существенно упорядочилась структура южной части Тихоокеанского пояса. Так, обнаружены прямые связи между звеньями внешней (эпикратонной) и внутренней (ортогеосинклинальной) зон пояса, расположенными в Австралии, Антарктиде и Южной Америке. Появилась возможность связать "интракратонные" геосинклинали Центральной Африки и Южной Америки в систему флангового замыкания внешней зоны пояса, аналогичную той, которую образуют геосинкли-

наль Аделаида и ответвляющиеся от нее авлакогены Австралии. Выявлен "агрессивный" характер внутренней зоны, наложенной на внешнюю, и авлакогенная природа некоторых связанных с ней прогибов (в частности, трога Канманту).

Подробное описание структурно-вещественных комплексов, проведенное по континентам [50, 51, 66], легло в основу общего анализа структуры докембрия Земли, результаты которого подготавливаются в виде заключительного тома серии "Докембрий континентов".

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА СРЕДИННЫХ МАССИВОВ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ ДОКЕМБРИЯ И ФАНОРОЗОВ

Задача выделения и сравнительного тектонического анализа структурных элементов типа срединных массивов была наиболее полно сформулирована А.Л.Яншиным¹⁾, к ней же неоднократно обращались в своих работах М.В.Муратов²⁾ и ряд других исследователей. Она непосредственно связана с вопросами о природе "комплекса основания" геосинклинальных складчатых областей и с представлениями об их заложении на континентальной или океанической коре. В 1974 г. Всесоюзное совещание по тектонике срединных массивов подтвердило важность и перспективность их изучения [79].

Планами научно-исследовательских работ лаборатории геотектоники на 1974 и 1975 гг. в общей проблеме типизации докембрийских и фанерозойских структур было специально обособлено задание по сравнительному анализу тектоники срединных массивов как одного из главных типов структурных элементов складчатых областей западного сектора Тихоокеанского пояса и палеозойд Центрально-Азиатского пояса.

Исследование проводилось по линии разработки принципов выделения срединных массивов, сравнительного изучения главных структурно-формационных комплексов их фундаментов и чехлов, а также структурных соотношений массивов с окружающими складчатыми системами. Изучались не только срединные массивы Тихоокеанского

1) Яншин А.Л. Проблема срединных массивов. — Бюлл. МОИП, отд. геол., т. XL, № 5, 1965, с. 8-39.

2) Муратов М.В. Структурные комплексы и этапы развития геосинклинальных складчатых областей. — Изв. АН СССР, сер. геол., № 6, 1963, с. 3-23.

3) Муратов М.В. Строение и развитие срединных массивов геосинклинальных складчатых областей. — "Геотектоника", № 3, 1974, с. 36-46.

(Охотский, Омолонский) и Центрально-Азиатского поясов (Иссык-Кульский, Чу-Сарысуйский и др.). Рассмотрены возможности выделения структур того же типа в складчатых сооружениях докембрия континентов. Проведено экспедиционное исследование Памиро-Бадахшанского и Грузинского массивов Средиземноморско-Гималайского пояса, а также сбор литературных и картографических материалов по другим массивам складчатых сооружений Евразии. Завершение работ по сравнительной тектонике и эволюции срединных массивов и определению их роли в структуре складчатых сооружений докембрия и фанерозоя предполагается в следующем пятилетии.

Материалом, на котором в значительной мере основан опыт выявления общих закономерностей структуры СМ и их эволюции [75, 76, 78, 79, 87], явились данные о геологическом строении массивов Тихоокеанского складчатого пояса. Многолетние работы по изучению этих массивов, начатые автором еще в начале 60-х годов, позволили сформулировать ряд общих положений, которые проверяются на срединных массивах складчатых областей иного структурного положения и возраста [76, 78] :

а) Размеры срединных массивов Тихоокеанского пояса меняются от первых десятков до многих сотен кв.км, и в зависимости от этого существенно меняется их роль в строении складчатых областей и степень их структурного преобразования.

б) Фундаменты массивов Тихоокеанского пояса сложены складчатыми докембрийскими комплексами - гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами, в меньшей степени - кварцитами и мраморами; иногда в структуре складчатых фундаментов обособляются терригенно-карбонатные и вулканогенно-осадочные комплексы нижнего-среднего палеозоя. Консолидация большей части фундаментов массивов дорифейская и лишь в случае Колымского, Индосинийского и некоторых других массивов, наряду с докембрийскими комплексами, фундаменты сложены палеозойскими складчатыми образованиями. На основе сочетания структурно-формационных комплексов предложена модель "наращивания" фундаментов срединных массивов в процессе эволюции верхних горизонтов коры. Поверхность фундамента, соприкасающаяся с подошвой чехла или обнаженная на дневной поверхности, не изохронна, а ее различные участки занимают неодинаковое гипсометрическое положение, в отдельных случаях свидетельствующее об относительных перемещениях консолидированных блоков массивов.

в) На примере срединных массивов Тихоокеанского пояса предложено стандартное расчленение их чехлов на догеосинклинальный, сингеосинклинальный и эпигеосинклинальный комплексы, позволяющее упорядочить работы по сравнительной тектонической характеристике разновозрастных массивов и проводить их типизацию на основе сравнения структурных ярусов их чехлов.

Догеосинклинальные комплексы чехлов срединных массивов Тихоокеанского пояса соответствуют возрастному диапазону верхний докембрий – нижний–средний палеозой. Их нижние части обычно сложены кварцито–сланцевыми, а верхние – преимущественно терригенно–карбонатными формациями общей мощностью до 4–6 км. Установлено относительное сходство догеосинклинальных комплексов разобленных массивов по составу и мощности отложений.

Сингеосинклинальные комплексы играют большую роль в строении этих массивов и представлены различными терригенными, терригенно–карбонатными, вулканогенно–осадочными и другими типами отложений верхнего палеозоя–мезозоя; их общая мощность достигает 3–7 км. Установлена тесная связь сингеосинклинальных отложений чехлов (Охотский, Омолонский и другие массивы) с отложениями окружающих складчатых зон. В отличие от геосинклинальных отложений прогибов сингеосинклинальные комплексы чехлов характеризуются множеством стратиграфических перерывов, содержат горизонты и пачки континентальных и лагунных угленосных и гипсоносных отложений; –наблюдается сильная изменчивость фаций и мощностей; тип отложений – приближается к геоантиклинальному.

Эпигеосинклинальные комплексы обычно представлены отложениями орогенного ряда формаций и зачастую являются наложенными по отношению к структуре срединных массивов.

г) Связь срединных массивов с другими структурными элементами складчатых областей выражается наборами структур по их периферии. Намечается три главных типа сочленения: 1) зона разломов или структурный шов, 2) пограничная зона смятия и 3) системы структур типа окраинных поднятий и ступеней погружения. По простиранию эти типы сочленения обычно сменяют друг друга.

Анализ наблюдаемой структуры докембрия с использованием методики тектонического районирования крупных территорий по различным хронологическим срезам показал, что структурные элементы типа срединных массивов, как это было видно в предшествующей гла-

ве, могут быть выделены в разновозрастных докембрийских складчатых областях на любом срезе, начиная с самых глубоких горизонтов докембрия [57, '74]. Такими массивами являются относительно устойчивые блоки обычно двухъярусного строения; нижний структурный этаж или фундамент массивов часто имеет структурный план, отличный от общего плана вмещающей области, а верхний — обладает характерными признаками плащеобразно залегающего чехла.

Несмотря на ограниченные возможности тектонического районирования нижнедокембрийского этажа, в нем намечаются структурные элементы, по строению сходные со срединными массивами молодых складчатых сооружений. Наиболее характерными примерами являются устойчивые массивы юго-восточной Африки: Трансваальский, Родезийский, Танзанийский. Они обособляются в виде изометричных блоков, фундаменты которых сложены гранулитогнейсовыми интенсивно гранитизированными комплексами пород; заметна роль осадочно-вулканогенных образований, метаморфизованных в фации зеленых сланцев. Нижнедокембрийский чехол наиболее полно развит на Трансваальском массиве.

Широко представлены массивы типа срединных на хронологической границе среднего и верхнего докембрия; они занимают от 25–30% (Восточно-Европейская и Северо-Американская платформы) до 40–50% (Австралийская платформа) общей площади среднедокембрийских геосинклинальных областей, построенных по типу казахстанских и саянских складчатых сооружений. Преимущественно по размерам эти массивы предложено разделять на два класса: щитовые (более крупные) и собственно срединные. Первые из них разделяют складчатые области (Гренландский, Западно-Австралийский, Гвианский и ряд других массивов), а вторые расположены в складчатых областях на участках расщепления складчатых систем (массивы в фундаментах Восточно-Европейской и северной части Австралийской платформы, в пределах Канадского щита и т.п.). Щитовые массивы являются наиболее крупными положительными структурами среднедокембрийского этажа, гомологичными древним платформам верхнего докембрия и фанерозоя. Массивы второго типа близки по строению к срединным массивам верхнедокембрийских и фанерозойских складчатых областей; их сходство выражается обособлением структуры фундаментов по отношению к окружающим складчатым системам, латеральными переходами чехлов массивов в геосинклинальные комплексы при-

легающих складчатых зон и т.п.

Тектоническое районирование Тихоокеанского, Норвежско-Аппалачского, Центрально-Азиатского и других складчатых поясов верхнего докембрия показало, что выделяемые в их пределах устойчивые массивы по строению и структурному положению тождественны многочисленным срединным массивам складчатых поясов фанерозоя. Их изучение начато в 1975 году и будет продолжено в дальнейшем.

Сравнительный анализ тектоники различных срединных массивов Тихоокеанского, Средиземноморско-Гималайского, Центрально-Азиатского и других складчатых поясов, дает возможность по-новому рассмотреть целый ряд вопросов общей проблемы срединных массивов, ее методического, терминологического, классификационного и других аспектов:

- а) Известно множество подходов к выделению срединных массивов, вследствие чего в этот класс относят разнообразные тектонические элементы от "обломков древних платформ" до глубоководных впадин окраинных и внутренних морей. Опираясь на исходные представления о структуре срединных массивов и принципы выделения "главных тектонических комплексов" складчатых областей, предложены перечень и последовательность процедур выделения массивов [78]:
- разделение всего множества формаций складчатой области на комплексы: основания (включая комплексы фундаментов срединных массивов), геосинклинальный и эпигеосинклинальный;
 - анализ соотношения структурных планов комплекса основания на территории складчатой области и сопоставление их со структурными планами более молодых отложений - выделение участков несоответствия структурных планов или структурных аномалий и определение их границ;
 - анализ геометрических характеристик геосинклинального комплекса; выделение участков нескладчатого строения (сингеосинклинальный комплекс) и определение их границ;
 - сопоставление результатов структурного анализа по комплексам основания и геосинклинальному - выделение срединных массивов.

б) Сравнение структурных характеристик основных тектонических элементов складчатых областей (главных тектонических комплексов) и их отношений (типов дислокаций, связей с соседствующими структурами и т.п.) дает возможность получить набор признаков,

позволяющий различать эти элементы. Аналогичная процедура сопоставления структуры срединных массивов и платформ, подтвердив известный вывод об их принципиальном сходстве¹⁾ [76,78], выявила характерные черты их отличия (различный характер сингеосинклинальных отложений в составе чехлов, отсутствие в структуре срединных массивов типичных синеклиз и антеклиз и пр.). Учитывая близость структурных характеристик крупных массивов и относительно небольших платформ, предложено использовать правило иерархии в спорных случаях - выделять СМ только после определения границ более крупных структурных категорий - складчатых областей (поясов) и платформ.

в) Принцип выделения главных тектонических комплексов положен в основу разработки типовых структурных моделей срединных массивов, которые представляются в графической и индексной форме; последнее может иметь значение при использовании в сравнительном тектоническом анализе формальных методов. Так простейшая модель срединных массивов, состоящих из однородного складчатого метаморфического фундамента (А') и чехла, включающего нескладчатые догеосинклинальный (В) и сингеосинклинальный (С) комплексы, имеет индексное выражение $\frac{B + C}{A'}$ (штрих у индекса означает складчатое преобразование исходного комплекса отложений). В общем виде символическое выражение срединного массива, состоящего из множества тектонических комплексов в фундаменте и чехле, можно представить следующим образом:

$$\frac{B_1 \dots n + C_1 \dots n}{[(A' + A'' + B'_1 \dots n + C'_1 \dots n) \dots (A' + A'')]}$$

где "n" - число повторяющихся в модели комплексов.

г) Построение классификаций срединных массивов в зависимости от целей исследования может базироваться на различных признаках. Известны классификации массивов по характеру основания, остатки которого создают структуру массива (обломки древних и молодых платформ, областей предшествующей складчатости), возрасту консолидации фундамента (архейский, байкальский и т.п.), положению в складчатой области (краевые, внутренние, периферические) и

1) Яншин А.Д. Проблема срединных массивов. - "Бюлл. МОИП. Отд. геол.", 1965, т.ХI, № 5, с. 8-39.

др. На основе типовых моделей срединных массивов предложены некоторые способы классификации массивов по сочетанию их главных тектонических комплексов [75,76]. Варианты сочетаний этих комплексов дали большое число формальных классов, но с учетом эмпирически установленных ограничений, например, для Тихоокеанского комплекса были получены классы массивов, сопоставимых по структуре с древними (Колорадский, Охотский) и молодыми (Колымский, Индо-Синийский) платформами, а также проблематичный класс массивов с фундаментом, докембрийские образования которого структурно ассимилированы палеозойской складчатостью (Ханкайский). Другой предложенный способ типизации массивов основан на анализе сочетаний только главных структурно-вещественных комплексов фундаментов, параллелизуемых с добайкальскими, байкальскими, каледонскими и другими тектоническими комплексами.

ВОПРОСЫ ТИПИЗАЦИИ НИЖНЕПАЛЕЗОЙСКИХ ОФИОЛИТОВЫХ КОМПЛЕКСОВ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

С конца 1973 г. в лаборатории геотектоники были начаты работы по изучению структурного положения и внутреннего строения офиолитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Постановка этих исследований определялась: а) большим значением, которое в настоящее время придается исследованию гипербазитов и сопутствующей им ассоциации пород при рассмотрении вопросов о составе фундамента геосинклиналей и стадийности их формирования; б) недостаточной изученностью тектонических позиций гипербазитов в Алтае-Саянской области, как и в других геосинклинальных сооружениях "мозаичного" типа, при высокой степени изученности петрографического состава этих пород; в) противоречиями между гипотезой интрузивного происхождения гипербазитовых тел в Алтае-Саянской области и представлениями о них как о выдвинутых к поверхности пластинах меланократового фундамента "океанической" коры, разработанными при изучении структуры линейных геосинклинальных областей альпийского или уральского типов; г) связью с офиолитовыми поясами в Алтае-Саянской области широкого спектра полезных ископаемых [29].

Исследования по тектонике офиолитовых поясов еще не завершены, но полученные результаты позволяют сделать ряд предварительных выводов.

1. Проведенные полевые исследования и обработка литературного материала показали, что по своей вещественной характеристике нижнепалеозойские офиолитовые пояса Алтае-Саянской области существенно не отличаются от поясов альпийских гипербазитов в герцинских и мезозойско-кайнозойских складчатых сооружениях Урала, Тянь-Шаня, Аппалачей, Средиземноморья и периферии Тихого океана. Вместе с тем, в Алтае-Саянской области, по-видимому, чаще чем в складчатых областях линейного типа, встречаются неполные разрезы офиолитовых серий, представленных в наиболее типичном виде следующей четырехчленной ассоциацией: а) ультрабазиты в различной степени метаморфизованные; б) гаоброиды магматические и метасоматические, часто метаморфизованные в условиях амфиболитовой фации; в) базальтоиды, в той или иной степени переработанные в условиях амфиболитовой и зеленокаменной фаций метаморфизма; г) вулканогенно-терригенные образования основания геосинклинального разреза.

В офиолитовых поясах Алтае-Саянской области имеются разрезы, где присутствуют все четыре компонента (Куртушиоинский массив), разрезы лишённые широко развитого комплекса гаоброидов (Чаган-Узунский массив) [63,65], а также существенного распространения метаморфизованных базальтоидов (Борусский массив) и, наконец, разрезы представленные одними гипербазитами, залегающими среди вулканогенно-осадочных геосинклинальных толщ (массивы Западной Тувы).

2. По структурному положению офиолитовые комплексы Алтае-Саянской области отличаются от аналогичных образований Урала, Средиземноморья и т.п., залегающих в подошве шарьированных аллохтонных пластин. Здесь они располагаются в основании блоков, взброшенных по довольно крутым надвигам, преимущественно в зонах сочленения раннепалеозойских геосинклинальных серий с докембрийскими кристаллическими породами, образующими ядра крупных геоантиклинальных структур или срединные массивы. Характерным является отсутствие или незначительное распространение как серпентинитового, так и полимиктового меланжа. Это отражает особенности строения и динамики развития мозаичных складчатых областей. По-видимому, отсутствие крупных шарьяжей не способствует формированию мощных, устойчивых по простиранию горизонтов тектонических брекчий. С этой же особенностью развития области, вероятно, связано и от-

сутствие или малое распространение олистостромовых образований — достаточно мощных осадочных крупноглыбовых брекчий, парагенетически связанных с конседиментационно развивающимися надвигами и шарьяжами. Это обстоятельство может свидетельствовать о более позднем развитии взбросов, и взбросо-надвигов, выдвинувших к поверхности комплексы пород геосинклинального основания в Алтае-Саянской области.

В общем структурном плане Алтае-Саянской складчатой области офиолитовые пояса подчеркивают ее мозаичное строение. Установление тектонических позиций нижнепалеозойских офиолитов затрудняется существенными преобразованиями каледонской структуры в течение герцинского тектонического этапа. Позднепалеозойские движения способствовали дальнейшему перемещению офиолитовых пластин и образованию протрузий гипербазитов в зонах наиболее интенсивного сжатия.

ТИПЫ ВАРИСЦИЙСКИХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ НА ПРИМЕРАХ ЮГА СИБИРИ И ЗАПАДНОЙ ЕВРОПЫ

Работа по изучению и типизации варисцийских геосинклиналей на примерах юга Сибири и Западной Европы является продолжением исследований, проводившихся в прошлом пятилетии, главным образом из сибирских материалах. Результаты этой предшествующей части работы были опубликованы ранее¹⁾. В отчетном пятилетии многие положения, изложенные в названных работах, апробировались, расширялись и уточнялись на сравнительном материале по варисцидам Центральной Европы (главным образом Гарца и Саксоно-Тюрингии).

Варисцийские геосинклинальные системы Сибири и Центральной Европы представляют собой широкие (100–200 км) дугообразно изогнутые зоны, состоящие из ряда удлинённых (1:4–10) положительных и отрицательных структур различной ширины, разделенных субпараллельными глубинными разломами большой протяженности. Они сложены различными по составу породами среднего палеозоя. Верхний палеозой, мезозой и кайнозой входят в эпигеосинклинальные орогенные

1) Матвеевская А.Л. Герцинские прогибы Обь-Зайсанской геосинклинальной системы и её обрамления. — М., "Наука", 1969, 283 с.

и плитные образования, перекрывающие значительную часть варисцид.

Обе названные варисцидские геосинклинальные системы ограничены сложно построенными областями байкалид и каледонид, что создает особенно благоприятные условия для сравнения.

В Сибири, в пределах этих областей, в различных тектонических условиях, часто на гетерогенном (разнотипном или разновозрастном) складчатом фундаменте, располагаются многочисленные, разобщенные между собой, разнообразные по размерам и форме, чаще изометричные впадины и прогибы. Они выполнены эффузивно-осадочными отложениями того же стратиграфического диапозона, что и геосинклинальные прогибы и относятся к сингеосинклинальным орогенным впадинам и прогибам, развивавшимся в пределах геосинклинальной рамы.

Геосинклинальные прогибы Обь-Зайсанской системы подразделяются на два типа (первый и второй), не отвечающих стандартам существующих классификаций. Оба этих типа распространены и в структурах Реногерцинской зоны, обнаженных в Гарце.

К геосинклиналям первого типа — телегеосинклиналям (Новосибирский, Калбинский, Южно-Алтайский прогибы в Сибири, Клаусталерский и Таннер в Гарце), с наиболее четко выраженными признаками, относятся крупные прогибы (до 1000 км x 50–120 км), располагающиеся преимущественно в центральной части геосинклинальных зон и более мелкие, встречающиеся на их периферии. Они выполнены однообразными, преимущественно морскими сероцветными терригенными, иногда известковисто-терригенными — аспидными и флишеидными отложениями среднего-позднего девона и раннего карбона. В глубоких участках прогибов предполагается наличие аналогичных по составу отложений раннего девона и силура. Формации — аспидная, флишевая (песчано-сланцевая и сланцево-песчаная) и др. не имеют определенного положения в вертикальных рядах и нередко повторяются. Иногда в мелких прогибах и бортовых частях крупных, в состав терригенных (аспидной или флишевой) формаций входит небольшое количество диабазов и диабазовых порфиритов в дайковой, силловой, реже покровной фациях, фтаниты и лидиты и кварцевые сланцы. Мощность тел диабазов измеряется метрами, реже первыми десятками метров. Однообразный сероцветный терригенный состав отложений выдержан в вертикальном и латеральном (продольном и по-

перечном к прогибу) направлениях. Вулканогенные, известняковые, кремнистые и пестроцветные терригенные образования, слагающие **большую** часть поднятий и развитые в геосинклиналях второго типа, встречаются здесь редко, в самых верхних частях разрезов некоторых узких приразломных участков.

Мощности отложений в крупных геосинклиналях первого типа достигают 10–15 км и по простиранию прогиба изменяются сравнительно слабо. В Клаусталерском прогибе Гарца мощность сероцветной терригенной толщи равна 4–5 км, в прогибе Таннер – 1 км. Известные здесь немногочисленные региональные и локальные перерывы не имеют единого стратиграфического уровня.

Отложения прогибов характеризуются отчетливо выраженными структурами сжатия. Они представлены напряженными линейными, часто асимметричными продольными складками нескольких порядков, чередующимися с изоклинальными сериями и разбиты многочисленными мелкими продольными и поперечными дизъюнктивными нарушениями. В результате формирования этих складок ширина геосинклиналей первого типа сильно сократилась (до 40%, как было установлено в Клаусталерском прогибе Гарца). Породы девона и раннего карбона рассланцованы, местами сплоены и филлитизированы.

Значительные мощности отложений девона и нижнего карбона в геосинклиналях первого типа и характер складчатых структур указывают на весьма мобильный характер основания, на котором формировались эти прогибы. Единные по типу складчатые структуры девона и нижнего карбона показывают, что процесс формирования складчатости в рассматриваемых геосинклиналях Сибири и Гарца завершился энергичным сжатием в одно и то же время – в наюре или на границе наюра и вестфальского яруса (среднего карбона Сибири), в результате геосинклинали первого типа превратились в горные сооружения. Эти горные сооружения на протяжении среднего и позднего карбона, перми и триаса поставляли материал для формирования молассовых, частично угленосных и вулканогенно-осадочных отложений, которые спорадически накапливались в узких приразломных зонах самих геосинклиналей первого типа, во внутренних прогибах соседних геоантиклинальных поднятий и геосинклиналях второго типа. Описанной длительной инверсии режима в геосинклиналях первого типа, по-видимому, способствовали процессы гранитизации, проявившиеся здесь лишь в позднем карбоне-ранней перми, после замыкания прогибов.

Геосинклинали второго типа — гемигеосинклинали (Жарминско-Саурская и Горловско-Зарубинская, 200–600 км x 15–100 км в Сибири, и мелкие, не очень отчетливо выраженные структуры Зибермульды, Аккер-Брухберг-Цуга и Веземульды Среднего Гарца и Заальского трога, расположенного между структурами Нижнего Гарца и Средне-Германским поднятием) сложены более разнообразными морскими отложениями того же возраста, что и геосинклинали первого типа. Среди них широко развиты серо- и пестроцветные, известняковые, иногда кремнистые и небольшое количество вулканогенных формаций пестрого спилито-диабазового или андезито-дацитового состава, суммарной мощностью в крупных прогибах до 8–10 км. Геосинклинали второго типа не достигают таких больших размеров, как предшествующего, и часто занимают периферическое положение. По форме — это довольно плоские единые прогибы, иногда со сложным поперечным профилем (южная часть Жарминского прогиба) или разбивающиеся по простиранию на более мелкие четкообразные прогибы (Горловско-Зарубинский). Некоторые из них сопряжены с орогенными впадинами обрамления геосинклинальной системы и связаны с ними постепенными изменениями признаков.

Тип структур в гемигеосинклиналях блоково-складчатый; складки ориентированы линейно. Эти геосинклинали не испытывают замыкания, т.е. перехода в область сноса в результате горизонтального сжатия. Во время и после замыкания геосинклиналей первого типа (в позднем карбоне и перми) в них часто продолжают накапливаться эпигеосинклинальные, существенно континентальные молассовые угленосные и иногда вулканогенные формации. Перечисленные особенности указывают на то, что они формировались на довольно жестком, видимо, сиалическом основании.

Интрузивный магматизм в геосинклиналях второго типа проявляется не всегда (Горловско-Зарубинская геосинклиналь). Иногда же (в средней части Жарминско-Саурской геосинклинали) интрузии занимают до 20% площади прогиба и представлены предположительно поздневизейскими габбро, диоритами и гранодиоритами. Значительно реже встречаются пермские гранитоиды того же комплекса, что и в геосинклиналях первого типа.

Видимо, к этому же типу геосинклиналей относится Динантский прогиб Рейнских сланцевых гор, выполненный преимущественно терригенными (песчано-сланцевыми), частично красноцветными и крем-

ныстыми породами нижнего девона и эйфельского яруса, за которыми следуют известняковые и известняково-сланцевые отложения верхнего девона и диананта.

Разделяющие геосинклинальные трог геантиклинальные поднятия сложены породами того же возраста, что и соседние прогибы, но в отличие от последних на большинстве из них широко развиты вулканогенные образования различного состава, вулканогенно-известняково-кремнистые, терригенно-известняковые и др. отложения и ранний - девонский, а также верхнепалеозойский гранитоидный интрузивный магматизм. С ограничивающими некоторые поднятия глубинными разломами связаны ультрабазитовые пояса. Многочисленные перерывы и размывы отложений, а их мощности изменяются от сотен метров в ядрах антиклинорий, до 12000-14000 м в прибортовых участках. По всем особенностям своего строения они отвечают внутренним геосинклиналям второго рода в понимании В.А. Николаева¹⁾ и остаточным по М.В. Муратову²⁾.

При очевидном сходстве признаков, частные геосинклинали Обь-Зайсанской и геногерцинской варисцийских систем имеют и некоторые различия. Так, структуры Гарца характеризуются значительно меньшими размерами и, соответственно, мощностями отложений, но повышенным их метаморфизмом (особенно в обнаженной части Заальского трога). Если учесть, что развитие терригенных сероцветных толщ раннего девона в Рейнских сланцевых горах достигает 10 и более км, то можно считать, что время максимального прогибания и накопления осадков в главном геосинклинальном трог геногерцинской зоны наступило несколько ранее, чем в Сибири, где максимум приходится на промежуток времени между эйфелем и ранним карбоном.

Отсутствие эвгеосинклиналей в рассмотренных варисцийских системах, иной характер переходных (по Штилле и Кэю) - миеосинклинальных структур (гемиеосинклиналей) показывает, что рамки

1) Николаев В.А. *Метаморфические комплексы в структурно-фациальных зонах....* - В кн.: *Методика геологического картирования метаморфических комплексов*. М., Госгеолтехиздат, 1957.

2) Муратов М.В. *Тектоника и история развития альпийской геосинклинальной области юга Европейской части СССР и сопредельных стран*. Тектоника СССР т.П, М., Изд-во АН СССР, 1949.

существующих классификаций геосинклиналей должны быть расширены с учетом особенностей строения варисцийских геосинклинальных областей Центральной Европы и Сибири.

В заключение отметим, что варисцийские прогибы Саксоно-Тюрингии и Чешского Баррандиена, которые считаются геосинклинальными, несмотря на некоторые их особенности по сравнению с разновозрастными прогибами Саяно-Алтайской области и Казахстана, по главным признакам должны быть отнесены к сингеосинклинальным орогенным прогибам области предшествующей консолидации.

ВОПРОСЫ СТРУКТУРНОГО СООТНОШЕНИЯ ВЕРХНЕПРОТЕРОЗОЙСКИХ И НИЖНЕ-СРЕДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ЧЕХЛА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

В аспекте разрабатываемой лабораторией темы специальное внимание уделено изучению тектоники чехла Сибирской платформы. Задачей начатого в прошедшем пятилетии исследования является: а) выяснение особенностей строения и взаимоотношения разновозрастных структурных этажей, перспективных на нефть, газ, соли и другие полезные ископаемые; б) установление связи в тектоническом развитии платформы и ограничивающих её в позднем докембрии и палеозое геосинклинальных и орогенных сооружений.

В пределах Сибирской платформы отчетливо выделяются три структурных комплекса: кристаллический фундамент (сочетание глубокометаморфизованных разновозрастных геосинклинальных и проторогенных толщ), дейтероорогенный и платформенный (или плитный). С учетом особенностей строения двух нижних комплексов предполагается, что в период от 2,6 до 1,2-1,6 млрд. лет Сибирская платформа представляла собой сложно построенную складчато-глыбовую область, состоявшую из крупных поднятий, разделенных системами межгорных прогибов, грабенных и обширных зон погружений (типа Вилуйской); возможно, что последние в этот период представляли собой внутрикратонные геосинклинали и, следовательно, в их пределах складчатый фундамент более молодой (т.е. ниже-среднепротерозойский).

Собственно платформенный комплекс (осадочный чехол), начавший формироваться на уровне 1,6-1,2 млрд. лет, отделен от нижележащих пород резко выраженным региональным несогласием и лишь в

зонах наиболее крупных унаследованно развивавшихся прогибов он, вероятно, спаян с орогенным комплексом. С учетом изменения формационного состава и мощности осадочных толщ, времени и интенсивности проявления магматизма, различий в миграции осей прогибов и поднятий, одновременности возникновения и замыкания структур — в осадочном чехле с некоторой долей условности выделяются верхнепротерозойский (или рифейский), венд-нижнепалеозойский, среднепалеозойский, верхнепалеозойский-нижнемезозойский и верхнемезозойский-кайнозойский структурные ярусы; для ряда областей платформы они расчленяются на подъярусы.

Структурные ярусы отражают крупные этапы в развитии платформ, сопровождавшиеся существенной тектонической перестройкой; повсеместно они разделены стратиграфическими, а местами — и угловыми несогласиями. Вместе с тем, границы структурных ярусов в различных частях платформы не изохронны и особенно в зонах перехода к сопредельным складчатым областям обнаруживают возрастное скольжение.

В настоящем сообщении излагаются основные результаты изучения верхнепротерозойского, венд-нижнепалеозойского и среднепалеозойского структурных ярусов; структурно-формационная характеристика одноименных комплексов дана в ранее опубликованных работах [71, 72] и др. .

Верхнепротерозойский структурный ярус сложен комплексом пород, залегающих с резким несогласием и перерывом на эродированной поверхности кристаллического фундамента и несогласно перекрытых венд-нижнепалеозойскими отложениями [70, 71].

Наиболее полный разрез рифейского комплекса описан на восточном склоне Алданской антеклизы, в Учуро-Майском районе, где четко выделяются два структурных подъяруса: нижнерифейский (маймаканский) и средне-верхнерифейский (ингилийский). В других регионах вскрываются лишь отдельные горизонты или весь разрез, но в сокращенной мощности.

Нижнерифейский подъярус в большинстве изученных регионов в основании сложен красноцветными песчаниками, гравелитами и конгломератами; в Сетте-Дабанском горст-антиклинории и, возможно, в осевых частях авлакогенов ниже по разрезу залегает отсутствующая на остальной территории эффузивно-осадочная формация. Выше выделяется толща пестроцветных доломитов с прослоями известняков и

терригенных пород; только на западном склоне Алданской антеклизы в средней части разреза отмечено переслаивание песчаников и доломитов, а в верхней — песчаники. Характерны резкие градиенты изменения мощности этих пород. Для примера отметим, что на восточном склоне Алданской антеклизы их мощности колеблются от 300 до 600 м, а по направлению к Нуямо-Тыркканскому и Юдомо-Майскому прогибам возрастает до 3500 м.

Средне-верхнерифейский подъярус в нижней части обычно представлен терригенно-карбонатными образованиями с грубыми песчаниками и конгломератами в основании, подчеркивающими региональное стратиграфическое несогласие и частые перерывы в осадконакоплении. На Алданской антеклизе они замещаются известняками и доломитами, на Омнинском и Уджинском поднятиях наблюдается ритмичное чередование песчаных и известняково-доломитовых пачек, на склонах Анабарской антеклизы преобладают доломиты. Верхняя часть подъяруса сложена песчано-глинистыми породами, а на западном склоне Алданской антеклизы, в пределах Анабарской антеклизы и Омнинского поднятия — доломитами. Их мощность в Учуро-Майском районе свыше 2000 м, а на большей части платформ — не превышает 250-300 м.

Сопоставление изученных разрезов и анализ распределения мощностей показывает, что наиболее древние горизонты рифея имеют чрезвычайно ограниченное распространение: они залегают лишь в осевых частях глубоких прогибов. Верхи нижнего рифея и среднерифейские отложения развиты шире и последовательно перекрывают более высокие части склонов поднятий фундамента. Однако и они отсутствуют на большей части Алданской и Анабарской антеклиз; только самые верхние горизонты рифея (дикимдинская свита, верхнебилляхская подсвита и их аналоги) почти полностью перекрывают склоны антеклиз. По мере расширения рифейской трансгрессии происходит как бы нивелировка мощностей: наиболее древние толщи рифея в пределах изолированных прогибов характеризуются мощностью в несколько километров, а на склонах Омнинского, Анабарского и других поднятий они отсутствуют или имеют мощность до 200 м, тогда как верхнерифейские отложения отличаются регионально выдержанной мощностью (до 300 м).

Установленное соотношение мощностей и особенности изменения вещественного состава этих отложений свидетельствуют, что на Си —

бирской платформе в начале рифея происходит заложение ряда относительно узких, но глубоких грабенообразных прогибов, ограниченных зонами разломов и разделенных обширными блоковыми поднятиями фундамента: Палеовиллюйский авлакоген между Алдано-Ленским и Тунгусско-Анабарским блоками, Уджинский авлакоген между Анабарским и Оленекским блоками. Интенсивное прогибание в это время испытывали краевые части платформы в Березовском, Учуро-Майском, Лено-Анабарском и Лено-Хатангском районах, примыкавших к геосинклинальным областям.

В пределах Тунгусско-Анабарского блока в самом начале рифея обособились Анабарское, Мунско-Оленекское и Катангское поднятия, разделенные Уджинским авлакогеном и Курейской впадиной. Эта структурная дифференциация отчетливо подчеркивается своеобразием состава отложений. Например, на севере Мунско-Оленекского поднятия, в сводовой части современного Солоолийского поднятия разрез рифейских отложений при небольшой мощности (до 1000 м) характеризуется наличием многочисленных перерывов; на его северных и северо-западных склонах количество и продолжительность перерывов сокращается, а мощность возрастает вдвое. В Хараулахском антиклинории происходит резкое увеличение мощности, а на востоке Солоолийского свода, на Джарджанском выступе и в своде Мунского поднятия они совершенно выклиниваются; в пределах Уджинского авлакогена их мощность превышает 2000 м и т.д.

Алданский блок характеризуется более монолитным строением: в рифейском структурном плане здесь вырисовывается Алданское и Якутское поднятия, разделенные Амгинским прогибом и несколько более мелких сводов (Омнинский, Юдомо-Хайканский и др.). Все эти структурные элементы также отражаются в составе и мощности соответствующих отложений. Так, в сводах Алданского и Якутского поднятий они отсутствуют, на их склонах и в Амгинском прогибе мощность не более 150 м, а в депрессиях обрамления возрастает до 3000 м.

Строение рифейского структурного яруса в пределах Вилюйской синеклизы в достаточной мере не выяснено, однако, судя по геофизическим материалам и данным бурения, правомерно предполагать весьма контрастную дифференциацию. Здесь вырисовывается Сунтаро-Китчанская приподнятая зона и сопредельные с ней Кемпендяйско-Лунгхинская и Ыгыаттанско-Линденская депрессии северо-восточного

простирается. Не менее отчетливо поперечное Лено-Анабарское поднятие, разделяющее Палеовилуйский авлакоген на юго-западный и северо-восточный сегменты; наибольшее прогибание в рифее испытал юго-западный сегмент, прилегающий к Патомской геосинклинальной зоне.

В сопредельных складчатых областях, как и на платформе, рифейский структурный ярус характеризуется существенно дифференцированным тектоническим планом.

Венд-нижнепалеозойский структурный ярус прослеживается почти на всей описываемой территории и повсеместно отличается значительным структурно-формационным своеобразием: резко возрастает роль карбонатных и эвапоритовых формаций, выполняющих широкие депрессии и предгорные прогибы. Он четко подразделяется на венд-нижнекембрийский и среднекембрийско-силурийский подъярусы, которые по ряду принципиальных структурных различий в некоторых районах платформы приобретают значение более высоких таксономических подразделений.

Венд-нижнекембрийский подъярус залегает на кристаллическом фундаменте или на разновозрастных горизонтах рифея. Мощность этих отложений на севере платформы изменяется от 250 м (склоны Мунско-Оленёкского поднятия) до 1200 м (Суханский прогиб); на большей части юга платформы их мощность не достигает 1000 м, в Юдомо-Майском прогибе свыше 1000 м, в Предбайкальском прогибе 2500 м. От рифея он отделяется стратиграфическим и небольшим угловым несогласием, хотя на Уджинском и Оленёкском поднятиях несогласие между вендом и рифеем выражено значительно слабее, чем между вендом и нижним кембрием. Соотношение с верхним подъярусом определяется тем, что после раннего кембрия на обширной территории платформы и даже в отдельных районах сопредельных складчатых областей наступил перерыв в осадконакоплении, местами продолжавшийся до среднего палеозоя [71, 72] и др.

Среднекембрийский-силурийский подъярус характеризуется частыми и существенно различными по продолжительности перерывами в осадочной толще, резкими изменениями фациального состава и мощности разновозрастных горизонтов. Например, на южном склоне Анабарской антеклизы большая часть верхнего кембрия выпадает из разреза, а при переходе от Алданской антеклизы к Предбайкальскому прогибу мощность верхнекембрийских отложений возрастает от

100 до 1000 м и они резко обогащаются обломочным материалом за счет разрушения байкальских складчатых сооружений. В силуре обширные регионы испытывают воздымание, что отчетливо фиксируется в резко выраженном стратиграфическом несогласии с вышележащим среднепалеозойским комплексом [72].

Формирование венд-нижнепалеозойского комплекса происходит в принципиально иной тектонической ситуации по сравнению с предшествующим этапом развития. В венде и раннем кембрии почти вся территория платформы испытывает региональное погружение и впервые покрывается сплошным осадочным чехлом, в области байкалид образуются позднегеосинклинальные и орогенные впадины, развивается Предбайкальский краевой прогиб; в сопредельных геосинклинальных зонах данный комплекс отражает начало фанеройского цикла развития. В конце раннего и на границе со средним кембрием в связи с усилением тектонической активности, обусловленной завершением байкальской складчатости в прилегающих геосинклиналях, юг и некоторые другие районы платформы испытали поднятия (характерно выпадение из разреза пограничных горизонтов нижнего и среднего кембрия). На рубеже среднего и позднего кембрия вновь отмечается региональное воздымание, вызвавшее перерыв и затем смену фациальных условий осадконакопления (появление красноцветов и др.)

При относительно "вялом" тектоническом режиме в венд-нижнепалеозойский этап развития существовавшие ранее структурные элементы резко изменили конфигурацию и обрели принципиально новые черты: на месте Уджинского авлакогена началось формирование Суханской впадины платформенного типа, на территории Палеовиллойского авлакогена возникла система пологих депрессий, разделенных широкими сводами и т.д. В пределах Алданской антеклизы поднятия рифейского структурного яруса выступают в качестве участков замедленного опускания; в значительной мере нивелируется структурная дифференциация на территории Виллойской впадины, хотя в целом здесь продолжается интенсивное осадконакопление и многие ранее существовавшие внутренние области сноса терригенного материала (Сунтарский свод, поднятия Ботубинской седловины и др.) покрывались преимущественно карбонатными осадками.

Среднепалеозойский структурный ярус почти повсеместно со стратиграфическим и угловым несогласием залегает на разновозрастных горизонтах нижнего палеозоя; верхняя его граница также весь-

ма отчетливая, т.к. в связи с длительным перерывом в осадконакоплении из разрезов выпадает средний карбон. В некоторых районах платформы (северо-восточный борт Тунгусской синеклизы, юго-западный склон Анабарской антеклизы) перерыв в основании разреза отсутствует и в этих случаях граница условно проводится по резкой смене внутри силура морских преимущественно карбонатных отложений пестроцветными лагунно-континентальными терригенно-карбонатными породами [42,72] .

Состав и строение среднепалеозойских отложений существенно изменяется в зависимости от структурной позиции региона. На большей части Тунгусской синеклизы ярус сложен только ниже- и среднедевонскими эвапоритовыми и фосфоритоносными карбонатно-терригенными отложениями (до 300 м). Мощные терригенно-карбонатные и эвапоритовые формации достоверно установлены в Нордвик-Хатангском прогибе (около 1000 м), в Кютингдинском грабене (около 250 м) и на западе Вилуйской синеклизы (свыше 3000 м); в пределах ряда других депрессий они предполагаются под чехлом верхнепалеозойских и мезокайнозойских образований [72] .

В сопредельных Яно-Колымской и Таймырской складчатых системах средний палеозой залегает согласно с нижнепалеозойскими отложениями; лишь в Северном Верхоянье и Юдомо-Майском районе они разделены значительным перерывом: из разрезов выпадают верхи силура и нижний девон; в ряде районов на Таймыре перерыв осадконакоплении установлен на границе нижнего и среднего девона. В каледонских сооружениях юга Сибири среднепалеозойский структурный этаж фиксирует переход от геосинклинальной к орогенной стадии развития.

Для среднепалеозойского структурного яруса платформы характерны резкие изменения мощности, отражающие существование обширных и в осевых частях весьма глубоких прогибов, разделенных крупными сводами. Из них (Кемпендяйский, Ыгнаттанский, Кютингдинский, Хатангский, Норильско-Пясинский и др.) выполнены карбонатно-терригенными и эвапоритовыми отложениями (мощн. свыше 2000 м), структурно тесно связаны с обрамляющими платформу складчатыми сооружениями Байкало-Патомской, Верхояно-Чукотской и Северо-Таймырской геосинклинальных областей. Другие же, выполненные преимущественно красноцветными молассоидными образованиями (свыше 1000 м), представляют собой предгорные прогибы, расположенные, подобно Рыбинс —

кой впадине, перед фронтом возникших в этот период или активизированных горных сооружений. Обширные своды и крупные поднятия, разделяющие депрессии, отчетливо вырисовываются по закономерному сокращению мощности разновозрастных горизонтов до полного выклинивания комплекса (Сунтарское, Мунское и др.).

Установленные особенности строения среднепалеозойского структурного яруса отражают этап резко выраженной тектонической активизации Сибирской платформы; в отдельных районах перестройка началась в силуре и даже в ордовике, а в других — лишь в конце среднего девона; характерно расширение восходящих тектонических движений, усиление магматической деятельности и общее сокращение области седиментации. Области устойчивого прогибания сохранились в пределах Тунгусской и Вилюйской синеклиз, Предбайкальского прогиба, Нордвик-Хатангской и Курейской впадин и в общем совпадают с авлакогеноподобными прогибами рифея; обширные поднятия среднего палеозоя также соответствуют высокоамплитудным сводам рифея (Ботуобинское, Верхне-Вилюйское, Катангское, Арбайско-Синское и другие поднятия).

Формирование чехла Сибирской платформы, как это видно из изложенного, сопровождалось неоднократными структурными перестройками.

Верхнепротерозойский этап развития отражает накопление базальных горизонтов чехла, заложение прогибов по окраинам платформы, внутриплатформенных авлакогенов и других важнейших структурных элементов. В венде и раннем палеозое эти структуры в значительной мере утратили свою самостоятельность и только в среднепалеозойский этап активизации платформы они вновь приобретают четкую морфологическую обособленность.

Предварительный анализ материалов по тектонике рифейского и среднепалеозойского структурных ярусов показывает, что для них в общем виде характерно совпадение структурных планов: обширные поднятия среднего палеозоя соответствуют высокоамплитудным сводам рифея, а крупные пологие депрессии — глубоким прогибам и авлакогенам; в частности, зоны девонского соленакопления приурочены к компенсированным прогибам, пространственное положение которых соответствует осевым частям авлакогенов рифея. Для нижнепалеозойского яруса подобного соответствия не наблюдается.

Установленная преемственность в формировании крупнейших

структурных элементов среднего палеозоя от структур рифей имеет существенное значение при прогнозировании депрессионных зон рифейского возраста, скрытых под чехлом более молодых образований, а, следовательно, и для оценки перспектив нефтегазоносности нижнего наиболее погруженного структурного яруса платформы [70,71].

Анализ развития тектонических элементов указывает на их последовательную преемственность и существенную эволюцию.

В позднем протерозое, наряду с обширными сводами, впадинами и авлакогеноподобными прогибами, образуются перикратонные опускания, на месте которых в результате инверсии байкалитид возникают предгорные прогибы. Для раннего палеозоя характерны крупные области опускания, осложненные синеклизами и антэклизами. При этом намечается закономерная преемственность в развитии отдельных типов структурных элементов. Так, авлакогены сменяются внутриплатформенными прогибами и приразломными впадинами, разделенными горстообразными сводами; судя по взаимоотношению упоминавшихся структурных ярусов, подобная преемственность нередко возникает после крупного этапа спокойного тектонического развития. В среднем палеозое фиксируется увеличение скорости, амплитуды и контрастности тектонических движений, рост интенсивности осадконакопления при заметном сокращении площади осадконакопления.

Рубежи между тектоническими этапами и седиментационными циклами на платформе коррелируются со временем завершения крупных эпох складчатости и орогенеза в сопредельных геосинклиналях. Однако время проявления связанных с ними движений на платформе имеет значительный диапазон и этим, вероятно, обусловлен скользкий характер границ выделенных структурно-формационных комплексов.

ТИПЫ КРАЕВЫХ СИСТЕМ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ОБЩЕЙ СИСТЕМАТИКИ ТЕКТОНИЧЕСКИХ СТРУКТУР

На примере пограничных структур, расположенных в зонах сочленения платформ и складчатых областей, возможно решение многих теоретических вопросов, относящихся к проблеме типизации структурных элементов Земли.

В лаборатории геотектоники исследование краевых структур начало проводиться еще в середине 60-х годов в связи с составлением карты тектоники докембрия Сибири. Однако в течение 1971-

1975 гг. этим исследованиям был придан более широкий смысл.

В качестве региональных объектов для сравнительного анализа краевых структур были выбраны зоны сочленения Европейской платформы с альпийской складчатой областью юга Европейской части СССР, пограничные структуры западной окраины Сибирской платформы, а также зона сочленения Африканской платформы и Тельской складчатой области на территории Алжира.

В этих областях детальные исследования проводились по опорным пересечениям, идущим либо от древних и молодых платформ в Альпийскую складчатую область, либо от древних платформ - в обрамляющие их докембрийские складчатые области [1,48]. Сравнительный анализ по опорным разрезам проводился для элементов всех рангов, а не для одного-двух, как это делалось раньше.

На этих примерах, дополненных литературными материалами, рассматривались следующие теоретические вопросы:

1. Соотношение вещественного состава тектонических единиц с их структурой.

2. Проблема ранговой соподчиненности, т.е. расчленения структур Земли на элементы разного порядка и поиск способов построения их общей систематики.

3. Соотношение структурных этажей и других "слоистых" элементов земной коры со структурами латерального ряда.

4. Типизация краевых структур и построение общей классификации краевых систем.

Поскольку изучение региональной тектоники Северного Алжира, юга Европейской части СССР и западной окраины Сибирской платформы не являлось главной целью работы, рассмотрим лишь основные теоретические результаты, полученные в ходе решения перечисленных четырех вопросов.

1. Соотношения вещественного состава тектонических единиц с их структурой хорошо видны при сравнении вещественной и структурной характеристик, полученных для элементов одного и того же ранга. На примере разрезов западной окраины Сибирской платформы (по рекам Сухарихе, Н.Тунгуске), Предкавказья (Краснодарское и Майкопское пересечения) и Северного Алжира (Ксурский, Амурский, Кабилский и Константинский профили) установлено, что типы строения осадочных формаций и их рядов, т.е. их структуры, в некоторых пределах инвариантны по отношению к составу.

Эмпирически полученные характеристики состава осадочных комплексов, такие как "терригенные", "карбонатные", "глинистые" и т.д. остаются постоянными, до некоторых критических пределов не зависимого изменения структуры формаций или их комплексов. Таким образом вещественная характеристика формаций в целом находится в периодической зависимости от структурной [45]. По этой причине по составу или только по структуре расчленить осадочные комплексы на единицы разного порядка не удастся. Лишь "заполняя" некую структурную единицу веществом, мы получаем возможность выделять геологическое тело следующего ранга.

Такая же периодическая зависимость вещественного состава от структуры наблюдается и в геологических телах более крупного ранга - в тектонических комплексах, примером которых может служить герцинский структурный этаж Восточно-Европейской платформы или альпийский геосинклинальный комплекс Большого Кавказа [46, 48]. Однако для качественной характеристики вещественного состава тектонических комплексов используются более обобщенные петрографические категории, такие как "осадочные", "вулканические - базальтоидные", "гранитно-метаморфические" и т.д.

Сравнительный анализ латеральных рядов тектонических комплексов в краевых системах [I, 45, 48] убеждает в том, что распространенное в геотектонике деление формаций на геосинклинальные, орогенные и платформенные (плитные) в общем случае отражает различия в структуре их рядов, представляющих плитные, орогенные и геосинклинальные комплексы, а также комплексы зон глубинных разломов. Различающиеся по своей структуре типы тектонических комплексов могут быть тождественными по вещественному составу, охарактеризованному через только что упомянутые петрографические категории.

Вещественному составу тектонических единиц и их структуре обычно дается качественная, а не количественная характеристика. Поэтому о периодической зависимости состава от структуры можно говорить лишь как о качественной закономерности, полученной на основе обобщения эмпирических данных [45, 47].

Отмеченная периодическая зависимость означает, что общая систематика тектонических единиц должна разрабатываться по двум основным: по рядам типовых структур и рядам типовых вещественных образований. Иными словами, она должна базироваться, с одной сто-

роны, на классификации вещественного состава тектонических единиц данного ранга, с другой — на классификации их по типам внутреннего строения.

По материалам изучения краевых систем опыт разработки такого рода классификации и систематики выполнен для тектонических комплексов [45]. Классификация вещественного состава этих единиц основана на том, что в земной коре выделяются три основных ассоциации горных пород: осадочная, гранитно-метаморфическая и вулканогенная (базитовая), а также "ассоциация включений", представленная гипербазитами. В структурных единицах перечисленные ассоциации встречаются в различных сочетаниях. Это позволяет выделить восемь теоретически возможных классов вещественного состава тектонических комплексов: осадочные, осадочно-вулканогенные, осадочно-метаморфические и т.п.

В основу классификации тектонических комплексов по их структуре положена качественная оценка пространственных параметров, так называемая "плотность решетки", под которой понимается отношение квадрата мощности комплекса к занимаемой им площади: $P = h^2 / \ell S$.

Общая систематика тектонических комплексов, построенная по двум основаниям (составу и структуре), приводит к выводу, что в земной коре возможны 32 их вида.

2. Проблема ранговой соподчиненности: т.е. расчленения структур на элементы разного порядка и задача построения их общей систематики не могут быть решены по принципу соразмерности порядков величин структурных элементов — их площадей, объемов и т.п. Элементы, входящие в состав тех или иных структур, по своим размерам (по крайней мере в одном из измерений) часто превосходят последние: площади распространения отдельных формаций часто оказываются большими, чем тектонические комплексы, чехлы платформ — далеко уходят за их пределы, мощности отдельных слоев земной коры (осадочный, гранитно-метаморфический) в одних областях (континентальные сегменты) превышают ее общую мощность в других (океанические сегменты) и т.д.

Структуры разного ранга, как правило, различаются по основным типам отношений между элементами, составляющими данную структуру, а не по их размерности.

В ходе сравнительного анализа конкретных объектов намечено [46,48] четыре основных типа отношений между элементами, составляющими структуру: 1) цикличность строения (эквивалентность); 2) направленность (строгий порядок); 3) кратное содержание (дискретность); 4) способность к соединениям (связанность). Упомянутые пары противоположных структурных свойств в элементах одного ранга не совместимы: при переходе из одного ранга в другой они становятся, хотя бы в одном измерении, противоположными.

Эти наблюдения позволили: 1. Высказать идею о периодической инверсии названных структурных свойств при переходе из одного ранга в другой. Используя две пары противоположных свойств, правило периодической инверсии, а так же формально-логические построения (диаграммы Вена, логику классов), удастся наметить 14 теоретически возможных ранговых уровней в структуре Земли (от атома до планеты включительно). 2. По правилу периодической ранговой инверсии главных структурных свойств предложить способ построения общей систематики структурных элементов Земли. 3. Показать, что между главными уровнями организации вещества (атомарным и планетарным) следует выделять четыре ранговых диапазона — минеральный, формационный, геоструктурный и глобальный.

3. Проблема соотношения структурных этажей со структурами латерального ряда возникает при тектоническом расчленении Земли на формационном, геоструктурном и глобальном диапазонах.

Опыт расчленения пограничных зон на структурные этажи разного порядка показывает, что они часто выделяются не только как системные тектонические единицы, но и как некоторые классификационные подразделения по разным признакам: по структурной и геофизической характеристике, по петрографическому составу и стратиграфическому положению, возрасту, по несогласию в основании и т.д. В широком смысле структурные этажи являются слоистыми структурами, которые всегда представлены некоторым множеством элементов, объединяемых в латеральный ряд по признаку, выбранному в зависимости от цели исследования.

У всех структурных этажей наблюдаются два типа границ — резкие и постепенные. В разрезе и на площади границы этих двух типов, как правило, чередуются.

Латеральная зональность и вертикальная расслоенность связаны между собой ранговыми отношениями: структурные элементы лате-

рального ряда входят в состав "слоистых" структур и наоборот [46, 48, 58] .

Учитывая эти закономерности можно представить разновозрастные платформы и складчатые области в виде крупных блоков земной коры, различающихся по характеру ее структурной дифференцированности. Древние платформы определились как участки коры, в которых наиболее контрастно проявляется её вертикальная расчлененность и наименее — латеральная зональность.

Складчатые области в этом смысле оказались антипорадами древних платформ. У них в отличие от платформ контрастно проявляется латеральная зональность, а вертикальная расслоенность выражена относительно слабо.

Молодые платформы в таком ряду основных типов геоструктур выступают как блоки земной коры, промежуточные между складчатыми областями и древними платформами. В них вертикальная и латеральная дифференцированность проявлены примерно одинаково.

Проблема увязки структурных этажей (слоистых элементов Земли) со структурами латерального ряда (зональными элементами Земли) приобрела особую остроту в связи с повышением общего интереса к глобальной тектонике. Согласно проектам пятилетнего плана во многих науках о Земле (в физике Земли, геофизике, геотектонике и др.) предпринимались попытки решить общую для всех этих наук задачу построения модели Земли, требующей использования комплексных научных данных. Так, в рекомендациях, разработанных секцией Наук о Земле АН СССР, к пятилетнему плану в области геофизики говорилось, что "важнейшей конечной целью всех геофизиков было, есть и будет построение модели Земли. Требовались инициатива крупнейших ученых для того, чтобы среди огромного количества разноречивых представлений усмотреть наиболее надежные и предложить удовлетворительную модель Земли. До недавнего времени такой научный подвиг был совершен немногими: мы знаем модели Земли Гутенберга, Джеффриса-Буллена и др." Известно, однако, что эти модели Земли, продолжая сохранять свое "внутреннее совершенство", уже давно перестали отвечать требованию "внешнего оправдания"¹⁾,

1) Мамчур Е.А., Илларионов С.В. Регулятивные принципы построения теории. — В кн.: Синтез современного научного знания. М., "Наука", 1973, с. 355-389.

или "наблюдаемости". Дело в том, что все предложенные до сих пор модели Земли являются сферическими: на них показаны только вертикальные неоднородности в составе и строении планеты. За истекшее пятилетие стало очевидным, что возможность построения новой модели, учитывающей латеральные неоднородности Земли, в значительной мере зависит от решения проблемы соотношения структурных этажей со структурами латерального ряда. Ибо показать латеральные и вертикальные структурные элементы на одном рисунке — значит найти правила (законы), по которым все латеральные и вертикальные элементы увязываются между собой.

Ряд эмпирических закономерностей, выявленных в результате изучения краевых систем (периодическая зависимость состава тектонических единиц от их структуры, периодическая ранговая инверсия основных структурных свойств и ранговая соподчиненность между элементами вертикального и латерального ряда), позволил наметить новую модель строения Земли, показав на ней как вертикальные, так и латеральные неоднородности. Эта модель раскрывает строение Земли в конкретном разрезе — по экватору, что дает возможность вносить в нее коррективы в соответствии с новыми данными о деталях внутреннего строения.

Глобальные элементы Земли (континентальные и океанические плиты, складчатые пояса, зоны Бенъофа-Заварицкого, срединные океанические хребты) в предложенном варианте модели представлены в виде различных типов строения разрезов земной коры и мантии под различными участками земной поверхности. Латеральный пояс этих элементов и разрезе по экватору имеет периодическую структуру. Наиболее крупные структурные элементы Земли (части планеты, океаны и континенты) представлены сдвоенными по центрам симметрии (континентальным плитам и океаническим хребтам) рядами глобальных элементов, образующими огромные конвекционно-сферические ячеи (КС-ячеи).

Геосферы (области или слои А, В, С, Д, D^2 , Е, F, G¹) в таких КС-ячеях выступают как некоторые уровни ранговых и фазовых переходов, связанных с периодической инверсией структурных свойств в вертикальном разрезе планеты и в латеральных рядах, — по геосферам.

1) Гутенберг Б. Физика земных недр. — М., ИЛ. 1963, 263 с.

4. Типизация краевых структур и построение общей классифициции краевых систем.

Опыт тектонического расчленения зон сочленения платформ и складчатых областей показал, что передовые прогибы, краевые швы и другие элементы краевых систем зачастую бывают представлены такими тектоническими единицами, которые по своим основным структурно-вещественным характеристикам аналогичны тем, что встречаются в центральных частях складчатых областей и платформ [46, 48]. В особую категорию "краевых" такие элементы попадают только потому, что находятся в зонах сочленения крупных структур.

В зависимости от ранговой принадлежности пограничных элементов различаются: 1) элементарные краевые системы, обособляемые на уровне тектонических комплексов и составляющих их элементов; 2) краевые системы, выделяемые на границах континентальных и океанических частей планеты, в зонах сочленения глобальных структурных элементов Земли.

Типы краевых систем и структур выделяются в общем случае произвольно (в зависимости от целей по-разному) и по этой причине они не могут быть компонентом единой систематики структурных элементов Земли. Из этого следует, что общую классификацию краевых систем можно строить в соответствии с главными целями их выделения: 1) подчеркнуть границы между крупными тектоническими структурами; 2) показать характер связи между их элементами; 3) обособить те элементы, которые являются общими для двух соседних структур (например, для платформы и смежной складчатой области) или отличаются какой-нибудь другой особенностью. В такой целевой классификации получается шесть основных классов краевых систем: торцовые, бинарные, ограниченный, перекрытия, шовные, покровные.

Примерами структур ограниченный служат перикратонные области (системы) в понимании Ю.А.Косыгина и др.^{I)}, а также зоны перикратонных опусканий, установленные по окраинам древних платформ

I) Косыгин Ю.А., Башарин А.К., Берзин Н.А. и др., Структуры ограниченный докембрийских платформ. - В кн.: Междунар. геол. конгресс, XXIII сессия. Докл. сов. геологов (Пробл. 4).., 1968, с. 29-35.

Е.В.Павловским¹⁾, краевые синеклизы В.Е.Хаина²⁾, продольные краевые системы Ю.М.Пуцаровского³⁾.

К бинарным (двойным) относятся краевые системы в понимании Л.П.Зоненшайна и др.⁴⁾. В состав бинарных включаются не только окраинные части платформенного чехла (перикратонные и краевые прогибы), но также и миогеосинклинальные комплексы соседних складчатых областей; часть складчатой области вместе с прилегающим к ней склоном платформы рассматривается как единая краевая структура на основании общности развития. В современном виде такая связь платформ и складчатых областей часто проявляется в постепенном погружении общего фундамента и в тесной связи с остальными плитного и геосинклинального комплексов.

С помощью краевых систем перекрытия подчеркивается еще одна важная особенность зон сочленения геоструктур — наличие у них общих тектонических комплексов. Это особенно хорошо видно на границе разновозрастных платформ (Европейской и Скифской, Сибирской и Западно-Сибирской, Африканской и Атласской). Плитные комплексы, как и орогенные впадины, например, могут входить в состав таких краевых систем перекрытия. Краевые системы подобного типа встречаются на окраинах древних платформ столь же часто, как и ранее обособленные "безплитные" краевые системы ограничений, представленные сочетанием швов с краевыми прогибами⁵⁾. Поэтому плитные системы (Предскифская, Предатласская) вполне могут быть выделены в особый вид краевых систем перекрытия. Выделением покровных краевых систем подчеркивается наличие в зонах

1) Павловский Е.В. Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — Изв. АН СССР, серия геол., 1959, № 12.

2) Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1964, 476 .

3) Пуцаровский Ю.М. Краевые прогибы, их тектоническое строение и развитие. — Тр. ГИН АН СССР, М., вып. 28, 1959, 154с.

4) Зоненшайн Л.П., Поникаров В.П., Уфлянд А.К. О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. — "Геотектоника", 1966, № 5, с.3-18.

5) Вотах О.А., Сафаров Э.А., Полухтович Б.М., Геник И.В. Типы тектонических структур в зонах сочленения древних и молодых платформ. — Геология и геофизика, 1969, № 10, с. 3-9

сочленения покровных пластин (шарьяжей) и широкое развитие надвиговых нарушений. Все перечисленные выше классы краевых структур пространственно входят в состав торцовых систем, с помощью которых раскрывается вся многоступенчатая структура зон сочленений разновозрастных платформ и складчатых областей.

ОРОГЕННЫЕ СТРУКТУРЫ И ИХ ЭВОЛЮЦИЯ

Основы изучения и типизации орогенных структур были заложены в предшествующее пятилетие при исследованиях мезозойской тектоники Сибири и её южного горного пояса¹⁾ и разработке понятия о двух типах орогенеза²⁾. Эти работы позволили рассматривать горообразование в его геоморфологическом и структурном выражении, с сопутствующим ему магматизмом и седиментацией, как одну из неоднократно повторяющихся стадий развития континентальной коры, не имеющую непосредственной связи с геосинклинальным процессом, а орогены — в качестве особого класса структурных элементов Земной коры, которые должны выделяться наряду с платформами и геосинклиналями. Каждый из этих структурных элементов представляет собой историческую категорию и в зависимости от характера процессов, происходящих в мантии Земли, и их воздействия на земную кору может быть преобразован в структуру другого класса [9, 14].

Эти представления, как и разделение орогенных структур на прото- и дейтероорогенные типы, несмотря на некоторые терминологические расхождения, на которых мы остановимся ниже, прочно вошли в современную геологическую литературу и в настоящее время широко используются различными исследователями при анализе разновозрастных природных объектов³⁾. Их следует рассматривать как развитие идей, высказанных еще в 40-ые и 50-е годы Г.Ф. Мирчинком, С.С. Шульцем и Н.П. Херасковым.

1) Боголепов К.В. Мезозойская тектоника Сибири. М., "Наука", 1967, с. 328.

2) Боголепов К.В. О двух типах орогенеза. "Геология и геофизика", № 8, 1968, с. 15-26.

3) Леонов Ю.Г. Новейшая активизация и альпийский орогенез. "Геотектоника", № 2, 1972, с. 3-14.

Леонов Ю.Г., Мазарович О.А. О тектонической природе девонских молаасс в областях каледонской складчатости. "Геотектоника", № 5, 1975, с. 46-59.

Белоусов В.В. Об эндогенных режимах материков. "Геотектоника", № 3, 1974, с. 47-54 и ряд других, в том числе региональных работ.

В истекшем пятилетии главное внимание было посвящено изучению дейтероорогенных структур и их пространственным и временным соотношениям со структурами древних и молодых платформ и геосинклиналей. Для установления особенностей развития ранее сформировавшейся континентальной коры основным объектом исследования явилась мезозойская структура Центрально-Азиатского складчатого пояса. Была составлена и опубликована карта тектоники мезозоя в масштабе 1:2 500 000 для территории, ограниченной на западе Туранской плитой, на юге Таримской и Северо-Китайской платформами, на востоке-Сихотэ-Алиньской геосинклиналью и на севере-Западно-Сибирской плитой и Сибирской платформой [61]. Не останавливаясь на принципах построения карты и полученных результатах региональных тектонических исследований (они изложены в серии опубликованных работ [13,23,24,69,55] и др.), перейдем к основным теоретическим выводам, вытекающим не только из анализа этой карты, но и из сопоставления дейтероорогенных комплексов, заключенных в разрезах докембрия и фанерозоя, с их "рецентными" аналогами, представленными внеальпийскими областями новейшего - неоген-четвертичного горообразования. На их примере могут быть установлены присущие этому типу орогенеза как структурно-вещественные, так и динамические признаки.

Области и пояса возрожденного горообразования - дейтероорогенеза [9,12] образуются при деформациях континентальной коры, прошедшей до этого стадии геосинклинального, протоорогенного (эпигеосинклинального) и во многих случаях платформенного развития. По структурным особенностям и динамическим характеристикам они принадлежат к подвижным поясам Земли, наряду с современными геосинклиналями, эпигеосинклинальными орогенами и океаническими рифтовыми поясами.

Области дейтероорогенеза характеризуются высокими значениями теплового потока и повышенной сейсмичностью. Изгибы континентальной коры, её расколы и блоковые движения, создающие морфоструктурный облик возрожденной горной страны, сопровождаются внедрением базальтоидных расплавов, ремобилизацией сиалического вещества, формированием кислых интрузий и вулканитов. Сравнительный анализ глубинного строения стабильных и активизированных участков складчатых областей свидетельствует о том, что в процессе дейтероорогенеза происходит существенное изменение геофизических параметров

земной коры – её мощности, расслоенности и блокировки¹⁾. Очевидно, указанный комплекс преобразований следует рассматривать, как закономерную реакцию утолщенных и гранитизированных частей литосферы на динамическое и тепловое воздействие конвекций и диапризма в мантии Земли.

От проницаемости коры, обусловленной её силовым полем, зависит характер магматизма и возможность его проявления на поверхности. Ступеням проницаемости коры соответствуют: а) слабо дифференцированный вулканизм, отражающий более или менее свободное перемещение к поверхности Земли выплавов мантийного вещества; б) "пестрый" вулканизм (от базальтов до липаритов и трахипаритов) и сопутствующие ему гранитные интрузии, свидетельствующие о том, что в процессе дейтероорогенеза формируются внутрикоровые магматические очаги и существует возможность дифференциации расплавов в относительно замкнутых камерах; в) проявление ювенильных флюидов и гидротерм, нарушающих стерильность сжатых приповерхностных оболочек коры и указывающих на вероятность существования глубинных фронтов магматизма.

Степень проницаемости коры находит выражение в двух важнейших типах дейтероорогенных областей, различных по структуре и динамике развития. Первый тип характеризуется скучиванием сиалического слоя вдоль границ надвинутых друг на друга литосферных плит или в зонах их дополнительной блокировки и сжатия; его морфоструктурным выражением являются контрастные формы горного рельефа, созданные напряженными системами сводово-глыбовых поднятий и разделяющих их межгорных впадин, а наиболее ярким примером может служить величайшее, проявившееся еще в среднем мезозое, вздутие земной коры, охватывающее западную часть Центрально-Азиатского складчатого пояса – от Тянь-Шаня на западе до Монгольского Алтая и Нань-Шаня на востоке; в отношении магматизма области этого типа (по крайней мере по верхним горизонтам коры) наиболее стерильны – они соответствуют отмеченной выше ступени "в".

1) Фотиади Э.Э. Основные принципы, направления и некоторые результаты геологического истолкования данных региональных геофизических исследований. В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971, с.119-147.

Боляевский П.А. Земная кора в пределах территории СССР. М., "Недра", 1974, 280с.

Второй тип дейтероорогенных областей связан с зонами горизонтального растяжения континентальной коры и характеризуется преобладанием горсто-гребневых структур и широким распространением как "пестрого", так и базальтового вулканизма, создающего системы окраинных и внутриматериковых вулканических поясов. Крайним проявлением этого типа являются внутриконтинентальные рифтовые структуры, связывающие дейтероорогенез на предельной стадии растяжения с образованием крупных раздвигов континентальной коры и с зарождением океанических впадин. Примерами в первом случае может служить Монголо-Охотская часть Центрально-Азиатского пояса в мезозое и во втором случае - области неоген-четвертичного рифтогенеза в Прибайкалье и Аравийско-Мозамбикском поясе.

По соотношениям с другими структурными элементами земной коры выделяются следующие дейтероорогенные области и пояса:

а) сопряженные с одновременно развивающимися геосинклиналями и расположенные в пределах их "жестких" рам; к ним в соответствии с палеотектоническими реконструкциями относятся средне-палеозойские сводово-глыбовые сооружения и вулканические пояса, наложившиеся на байкальское и раннекаледонское (салаирское) складчатое основание в обрамлении герцинских геосинклиналей Центрально-Азиатского пояса, и подобные же образования, формировавшиеся в позднем мезозое и кайнозое на докембрийских и палеозойских структурах восточных окраин Азии и Австралии; б) прилегающие к областям протоорогенеза и являющиеся их непосредственным продолжением вглубь континентов; это горные сооружения, возникшие в неогене вдоль окраин Альпийско-Гималайского и Андийского поясов на складчатом фундаменте различного возраста; в) не имеющие непосредственной пространственной связи с геосинклинальными и протоорогенными поясами и охватывающие внутренние части континентов: к ним относится большая часть Центрально-Азиатского пояса в среднем мезозое и кайнозое. Группы "а" и "б" соответствуют "пери-геосинклинальным" поясам классификации, предложенной В.Е. Хаиным¹⁾. Однако пояса группы "а", которые действительно можно наз-

1) Хаин В.Е. Возрожденные (эпи-платформенные) орогенические пояса и их тектоническая природа. - "Советская геология" № 7, 1965, с. 13-17

Хаин В.Е. Общая геотектоника. Изд. "Недра", 1973, 512 с.

вать перигеосинклинальными, в морфоструктурном отношении явля-
ются антиподами геосинклиналей, тогда как образования группы "б"
опаяны с протоорогенными структурами и образуют фланги единых
горных областей. Эти различия внутри выделенного В.Е.Хаиним "пе-
ригеосинклинального" класса вызывают необходимость его разделе-
ния. Вместе с тем, "периокеанические пояса" той же классифика-
ции пространственно тяготеют к установленным в последние годы
геосинклиналям атлантического типа [15,28] и, следовательно, долж-
ны быть отнесены к группе "а" - поясов, сопряженных с simulta-
но развивающимися геосинклиналями.

Заслуживает внимания, что процессы дейтероорогенеза во внут-
ренних частях континентальных блоков проявлялись наиболее широ-
ко в эпохи, следовавшие после тектонической стабилизации за кар-
ельской и герцинской складчатостью; по-видимому, в обоих слу-
чаях, это обусловлено созданием обширных гетерогенных по струк-
туре и поэтому недостаточно устойчивых континентальных масс; ос-
лабленные пояса деформаций залечивались повторной гранитизацией
или служили путями формирования рифтов.

Существование в разрезах континентальной коры на разных её
уровнях дейтероорогенных структурно-вещественных ассоциаций
(структурных этажей), представленных молассоидными осадочными и
вулканогенными толщами ископаемых межгорных впадин и вулканиче-
ских поясов, зонами повторной гранитизации и метаморфизма фунда-
ментов и чехлов платформ и складчатых сооружений, позволяет ут-
верждать, что в геологической истории дейтероорогенез подобно
геосинклинальному процессу, протоорогенезу, талассогенезу являет-
ся эволюционирующим, но неоднократно повторяющимся механизмом
преобразования континентальной коры. Поэтому было бы ошибочным
рассматривать его, как явление, возникшее только в мезозойскую
или кайнозойскую эры. В мезозое и кайнозое дейтероорогенез накла-
дывается на разновозрастные складчатые сооружения и окраины древ-
них платформ в Евразии (Центрально-Азиатский пояс, Северо- и Юж-
но-Рейнская, Северо-Чешская и другие вулканические области Запад-
ной Европы), Северной Америке (Аппалачи, Скалистые горы), Австра-
лии (провинция Нью-Арк) и т.п. В среднем и позднем палеозое его
выражением являются вулканические пояса, гранитоидные плутоны и
системы впадин и грабенов (типа Агульско-Удинской, Рыбинской и
др.), формирующихся на докембрийских и раннекаледонских (салаир-

ских) структурах окраинных частей Северо-Азиатского континента - тального блока¹⁾. Чрезвычайно широким выражением того же процесса преобразования континентальной коры, названного М.А. Семихатовым "диасхизисом" и носящего во многом неповторимые черты (интрузии рапакиви и т.п.), служат ареалы наземного вулканизма, повторной гранитизации, и грабенообразования, сформированные в пределах Лавразийской группы платформ в среднем докембрии в интервале 1900 и 1650 млн. лет²⁾. Примерами этих образований служат на Сибирской платформе комплексы Ачитканского вулканического пояса, субаэральные диабазово-порфириновые, порфириновые и молассоидные формации (улчанская, элгетейская и др. свиты) Улкенской системы грабенов; на Русской платформе - значительная часть суббиотийских и овручских отложений; на Северо-Американской платформе - часть серии Дабаунт, серии Мартин-Лейк, Летиция-Лейк в провинции Гренвилл с их грубообломочными и вулканогенными (от диабазов до трахиандезитов и порфиров) формациями.

При разработке рассматриваемых проблем значительное внимание было обращено на соотношение в развитии дейтероорогенных структур со структурами геосинклинального и платформенного классов. В частности, были детально изучены соотношения между развитием восточной части Центрально-Азиатского пояса и Сихотэ-Алиньской геосинклинальной области в мезозое [22]. В основу анализа было положено сравнение вещественного состава, морфологии и структуры латеральных рядов геологических формаций, времени важнейших перерывов в осадконакоплении, структурных перестроек и фаз складчатости, проявлений гранитоидного магматизма. Результаты исследования достаточно определенно свидетельствуют о независимом развитии этих двух областей. Общему слабо дифференцированному погружению геосинклинальной системы в раннем мезозое соответствовало существенное поднятие и образование предельно контрастных морфоструктур в прилегающих частях Центрально-Азиатского пояса. Наоборот, протороогенез в Сихотэ-Алиньской геосинклинальной

¹⁾ Булгатов А.Н., Красильников Б.Н. Орогенные системы юга Сибири - Геология и геофизика, № 8, 1968, с.3-14.

²⁾ Салоп Л.И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л. "Недра", 1973, 310 с.

системе в конце мезозоя совпадает с завершением повторного горообразования в складчатом поясе и с образованием в его пределах платформенного чехла. Эти две противоположные по своей направленности стадии были разделены промежуточной стадией, в течение которой увеличению градиента подводного и начавшего формироваться наземного — островного рельефа геосинклинали, соответствовало постепенное уменьшение контрастности рельефа в области дейтероорогенеза. Однако, несмотря на тенденцию к взаимной компенсации, временные границы стадий не совпадают, как не совпадают крупные фазы складчатости и эпохи наиболее существенных структурных перестроек. Наиболее интенсивная складчатость, завершающая в конце мелового времени (сенон) геосинклинальный процесс в Сихотэ-Алине, как и существенная для того же региона готеривская или предбарремская эпоха регионального поднятия и складчатости, не отразились на структуре Центрально-Азиатского пояса. Различиям в общей направленности вертикальных тектонических движений соответствуют закономерности проявления гранитоидного магматизма. В Сихотэ-Алинской геосинклинали первая фаза внедрения гранитов, представленных высокоглиноземистыми разностями, произошла одновременно с завершением гранитообразования в прилегающих областях дейтероорогенеза.

Проведенный анализ свидетельствует о сопряженности крупнейших положительных и отрицательных изгибов земной коры, вероятно, обусловленных расположением конвекционных ячеек и взаимной подкоревой компенсацией весьма широкого плана, но не дает права предполагать, что "тектоническая активизация" на востоке Азии индуцируется геосинклинальным процессом и является его отражением¹⁾. Изменение полей напряжений в одной из сопряженных динамических систем не сопровождается существенными изменениями в другой. Взаимное влияние или пересечение полей напряжений наблюдается на весьма ограниченных пространствах в пределах краевых зон. В частности резонансными по отношению к протоорогенезу в Сихотэ-Алине, по-видимому, можно считать лишь позднемеловое поднятие и гранитоидный магматизм Джугджура и восточной части Стано-

1) Пущаровский Ю.И. Введение в тектогенез Тихоокеанского сегмента Земли. М. "Наука", 1972, 222 с.

вого хреста, находящихся в непосредственной близости к возникшим в это время эпигеосинклинальным сводово-олоковым поднятиям. Таким образом, нельзя относить мезозойские структуры восточной части Центрально-Азиатского пояса к числу так называемых "резонансных" по Ю.М.Пушаровскому структур.

В связи с этим следует кратко остановиться на вопросах терминологии. В советской геологической литературе тектонический процесс, формирующий горное сооружение, принято называть орогенезом. В настоящее время можно считать доказанным, что горообразование неоднократно повторялось и охватывало обширные области во внутренних частях континентов, и далеко не всегда было связано с их геосинклинальной предисторией. Отсюда возникло представление о двух типах горообразования - эпигеосинклинальном горообразовании (Херасков) или протоорогенезе и возрожденном горообразовании - дейтероорогенезе (Боголепов), частной формой которого является эпиплатформенный орогенез (Хаин и Яншин), отвечающий выдвинутому Н.П.Херасковым понятию о метаплатформенном подклассе геологических формаций. Установлена тождественность состава осадочных и магматических формаций и близость форм рельефа и структурных форм, возникающих при горообразовании, независимо от того завершает ли этот процесс геосинклинальную стадию или является одной из более поздних форм развития континентальной коры.

Тем не менее, для индексации понятия об орогенезе, не связанном непосредственно с геосинклинальной предисторией, существуют многочисленные термины. Из них наиболее распространенным, особенно в металлогенической литературе, является термин "тектоно-магматическая активизация", часто используемый со многими дополнениями: "орогенная", "автономная", "отраженная", "резонансная" и т.п. Активизация - термин общего пользования и, как отметил еще Н.П.Херасков, указывает лишь на усиление тектонических движений в любой геоструктурной области (геосинклинали, платформе, рифтовой зоне и т.д.) после периода относительного покоя. Этот термин не отражает важнейших черт, характеризующих рассматриваемый класс структур и создающих их геологических процессов, а его применение для областей современного или древнего горообразования лишь камуфлирует одну из универсальных форм тектонического процесса.

Несмотря на специфику тектонических явлений и структур приходящих докембрию, вряд ли целесообразно введение нового термина

"диасхизис"¹⁾ (разрушение, взламывание) для индексации тех же процессов внутриконтинентального орогенеза, хотя в древние эпохи развития Земли они сопровождались более интенсивной гранитизацией и метаморфизмом, чем при дейтероорогенезе, происходившем в позднем докембрии и фанерозое. Однако в изменении интенсивности близких по своим особенностям явлений геологической истории следует видеть не различие их природы, а эволюцию.

Выделение и типизация дейтероорогенных структурно-вещественных комплексов и изучение их пространственных и временных соотношений с платформенными (плитными), геосинклинальными и протоорогенными комплексами, также как и установление их широкого развития в геологической истории, имеют важное значение для рассмотрения проблем геодинамики и эволюции состава и структуры гранитно-метаморфической и осадочной оболочек земной коры. Практическим аспектом исследования дейтероорогенных структур является приуроченность к ним крупнейших рудных поясов Мира, в первую очередь редкометалльных [24]. Их образование следует связывать с повышенным термическим режимом, приводящим к повторной гранитизации коры, ремобилизации рассеянного рудного вещества, и его перестроению вдоль активизированных зон разломов.

ТИПЫ ОКЕАНИЧЕСКИХ СТРУКТУР И СОВРЕМЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ И ИХ ЭВОЛЮЦИОННЫЕ РЯДЫ

Типизации геологических структур океанического ложа и опыту его тектонического районирования посвящена подготовленная в 1974 г. к печати работа "Геология дна океанов" [28]. В связи с предполагаемым опубликованием этой книги в 1976 г., а также некоторыми уже имеющимися публикациями [15, 27, 84, 85], в настоящем изложении будут кратко сообщены лишь основы разработанной методики выделения океанических структур и дана их краткая характеристика.

При выделении и сравнительном анализе геологических структур и построении тектонических карт дна океанов в настоящее время не может быть использован в полной мере историко-геологичес-

1) Семихатов М.А. Стратиграфия и геохронология протерозоя. М., "Наука", 1974, 302 с.

кий метод, получивший широкое развитие при тектоническом районировании континентов. Применение любой из модификаций этого метода (по возрасту складчатости, началу формирования геосинклинальных или платформенных комплексов, времени становления океанической или континентальной коры, возрастным соотношениям структурных этажей и т.п.) возможно только на основе фундаментальных стратиграфических, литолого-петрографических и структурных данных, представляемых в виде геологических карт и разрезов. Вместе с геологическим картированием постепенно совершенствовалось составление региональных тектонических карт континентов не выходящих, однако, за пределы изображения поверхностных горизонтов коры. Сумма геологических данных по ложу Мирового океана недостаточна, ни для прямого - визуального определения вещественного состава слагающих океаническую кору тел, ни для суждения о времени образования и стадиях развития ее структурных элементов. Эти сведения только начинают накапливаться вместе с проведением морского бурения и постановкой глубоководных геологических съемок на отдельных опытных полигонах. Интересным, но пока еще уникальным примером таких съемок являются франко-американские исследования в центральной части Срединно-Атлантического хребта (к югу от Азорских островов), проводящиеся с помощью батискафов.

Возможности традиционных форм историко-геологического районирования ограничиваются и высокой трансформностью океанического ложа, в пределах которого становление структуры фундаментов "океанических платформ" может происходить одновременно или даже вслед за формированием осадочного чехла.

В связи с недостаточной изученностью океанического дна прямыми геологическими способами и специфическими особенностями его строения важное значение приобретает разработка методов построения тектонических карт, основанная на соответствующим образом интерпретируемых геофизических и геоморфологических данных.

Пока что, если не считать широко практикуемого расчленения платформенных чехлов и попыток выделения скрытых под ними складчатых комплексов, изучение структуры земной коры геофизическими методами и опыты идентификации тел, выделенных по физическим свойствам, с их вещественным составом не оказали существенного влияния на тектоническое районирование континентов. В этом сказываются недостаточная геофизическая изученность (в том числе наиболее

точными методами сейсмического зондирования) и сложность структуры континентальной коры, а также трудности корреляции геологических тел, выделяющихся по физическим параметрам, с возрастными комплексами пород, которые по существующим традициям "геологизации" тектонических карт на них показываются.

Вместе с тем, введение в орбиту тектонического районирования глубоких горизонтов или всего объема земной коры, а в дальнейшем и всей литосферы, является необходимой предпосылкой освоения глубоких недр и дальнейшего совершенствования геологической теории и служит логическим следствием развития комплексных геолого-геофизических исследований. Неоспоримое преимущество использования геофизических данных при тектоническом районировании заключается, во-первых, в возможности выяснения соотношений между не вскрытыми на поверхности геологическими телами, различающимися по своим физическим свойствам, а следовательно и по вещественному составу, во-вторых, в определении размеров тел по вертикальной координате в той же метрической системе измерений, как и по координатам горизонтальным, а следовательно во введении количественной системы построения [20], в третьих, в возможностях проведения операций со структурой и формой всего объема земной коры, а не только с отдельными частями её верхних слоев. Так, анализ соотношений между верхней (земной рельеф) и нижней (рельеф мантии) поверхностями коры позволяет наметить обобщенную форму коровых тел (блоков), различную для разных типов структурных провинций и их подразделений. С введением этого важного тектонического признака уточняется представление о "положительных" и "отрицательных" структурных формах земной коры и появляются новые возможности установления связи между структурой коры и формирующими её глубинными процессами.

Для разработки методики построения тектонических карт, основанной на использовании комплекса геофизических и геологических признаков применительно ко всей мощности земной коры, океаническое ложе является наиболее благоприятным полигоном, благодаря:

- а) относительно малой мощности коры, не превышающей единиц и первых двух десятков километров;
- б) сравнительной простоте её строения, не нарушенного многократной складчатостью, создающей в континентальных сегментах сложное сочетание структурных этажей;
- в) наличием глубоких разрезов в обрывах рифтовых впадин и разло-

мов, изучение которых, вместе с данными глубоководного бурения, позволяет более уверенно интерпретировать вещественный состав нижних слоев океанической коры - 2-го "вулканического" слоя и 3-го "базальтового"; г) сравнительно высокой (по отношению к степени сложности структуры) плотности геофизических работ и, особенно, ГСЗ и МОВ.

Применительно к океаническим сегмантам, исходя из намеченных методических подходов, можно следующим образом определить сущность тектонических карт. Тектоническая карта представляет собой графическое изображение структурных элементов коры, их внутреннего строения и соотношений в пространстве. Структурные элементы выделяются, исходя из комплекса вещественных литолого-петрографических или приравненных к ним геофизических) и структурных характеристик, прослеженных прямыми - геологическими или косвенными - геофизическими средствами на всю мощность земной коры до границы Мохоровичича. Структурные элементы могут подразделяться на более мелкие единицы, пространственное соотношение между которыми определяют их внутреннее строение.

В этой формулировке отсутствует требование обязательного показа разновозрастности структурных форм, выдвинутое при разработке историко-геологического подхода к тектоническому картированию Н.С.Шатским¹⁾, и на первый план выдвигается изображение соотношений между геологическими телами, выделяемыми по набору структурно-вещественных или приравненных к ним физических параметров.

В основу выделения и типизации структурных элементов океанического ложа и его тектонического районирования положены: I) строение земной коры; оно выражается соотношением геологических тел (или "слоев" коры), отличающихся друг от друга по физическим свойствам и литолого-петрографическому (формационному) составу горных пород; при отсутствии визуальных геологических данных обобщенный вещественный состав определяется косвенным путём (ана

¹⁾ В работе "Методы составления мелкомасштабных, тектонических карт" он писал: "Тектоническими мы называем такие карты, на которых условными знаками нанесены структурные формы различных категорий и разного возраста" - Избранные труды, т. I, М., изд. во АН СССР, 1963, стр. 447.

логии, эксперименты, интерпретация геофизических характеристик; 2) морфология соответствующих участков земной коры, выраженная соотношением поверхностей подводного (или наземного) рельефа и мантии в вертикальном и горизонтальном сечениях.

Дополнительными (вспомогательными) признаками являются динамические характеристики: сейсмичность, современный вулканизм, величины теплового потока, позволяющие установить связь современных структурных форм с процессами, происходящими в мантии. К числу второстепенных признаков, позволяющих, однако, провести разделение структурных элементов на ранги более мелких порядков, относится степень дислоцированности. Из них зоны разломов в свою очередь должны рассматриваться в качестве структурных элементов соответствующих порядков.

Понятия о структурных элементах океанического дна находятся в стадии становления. Осюда их номенклатура изменяется из года в год вместе с построением новых тектонических карт и обобщений. Различие подходов к выделению структурных элементов приводит к переплетению названий, основанных на геоморфологических, структурных, генетических и историко-геологических признаках. Так степень "подвижности" земной коры, проявляющаяся в энергии современных процессов, кладется в основание подразделения океанического дна на талассократоны и океанические подвижные пояса. Историко-геологические гипотезы приводят к делению талассократонов на древние и молодые. Проявляется излишняя синонимика, зависящая от того, какой аспект при выделении одного и того же структурного элемента выдвигается на первый план (срединно-океанические хребты, океанические подвижные пояса, океанические орогенные пояса, георифтогенали, геотафрогенали, срединно-океанические вулканории и т.п.). Существуют названия, этимология которых не соответствует их смысловой нагрузке (океанические шрамы) или чисто генетические термины, не имеющие структурного содержания (талассогены, талассоарсисы, резонансно-тектонические структуры).

Очевидно, в номенклатуре тектонических элементов океанического ложа предпочтительными являются термины, содержащие в своей этимологии соответствующую структурную информацию. Поэтому в наименованиях основных структурных элементов, названных нами "структурными провинциями", мы стремились, сохраняя приоритет и используя уже существующие термины, применять те из них, которые несут структурную нагрузку.

Исходя из указанных выше признаков океанического ложа подразделяется на следующие структурные провинции: пояса внутри - океанических рифтовых структур (ПРС), океанические плиты (ОП), области и пояса вулканических структур (ОВС), внутриокеанические области погруженных континентальных структур или микроконтиненты (ОКС), области и пояса геосинклинальных структур (ПГС). Усредненная характеристика основных признаков выделения перечисленных провинций приведена в таблице I.

Пояса внутриокеанических рифтовых структур (ПРС). Это почти непрерывные линейные зоны, общей протяженностью около 65.000 км и шириной от 120-140 км до 600-800 км, тянущиеся к осевым частям срединно-океанических хребтов. Однако ПРС не следует отождествлять с "георифтогеналями" Г.Б.Удинцева, "срединно-океаническими орогенными поясами" В.Е.Хайна, "океаническими подвижными поясами" и "талассоархисами" Ю.М.Пушаровского, выделяемыми этими исследователями, вслед за Б.Хизеном, главным образом по геоморфологическим данным. В большей мере они соответствуют "современным активным зонам внутриокеанических подвижных поясов", изображенным на "Тектонической карте Тихоокеанского сегмента Земли" ¹⁾

ПРС - зоны наименьшей мощности земной коры (3-5 км), имеющей в поперечном сечении выпукло-вогнутую - арочную форму; характерен четко выраженный горный рельеф, образованный линейными системами чередующихся горстов и грабенов (рифтов); ПРС сложены выходами на дно океанов "второго" и, возможно, "третьего" сейсмических слоев, представленных эффузивными производными толеит-базальтовой магмы, продуктами их метасоматоза и термального метаморфизма и серпентинизированными гипербазитами. "Первый" - осадочный слой не образует сплошного чехла, а локализуется в межгорных впадинах - грабенах. Внутренняя структура ПРС выражена субпараллельной системой линейных магнитных аномалий, имеющих наименьшие цифровые значения по нумерации ламонтской геологической обсерватории. ПРС характеризуются резко повышенным тепловым потоком, высокой сейсмичностью, составляющей до 6% от всей сейсмической энергии океанических сегментов, современным вулканизмом, наибольшими и в то же время устойчивыми величинами разуплотнения верхней мантии

¹⁾ Тектоническая карта Тихоокеанского сегмента Земли масштаба 1:10.000.000. ред Ю.М.Пушаровский и Г.Б.Удинцев. Изд. ГИДК, М., 1970.

(см. таблицу). В латеральном направлении, по мере развития сплюс- ного осадочного чехла ПРС сменяется моноклинальными океанических плит.

Занимая медианное положение в пределах океанических сег- ментов, или смещаясь к их окраинам, ПРС в продольном направле- нии редко соприкасаются со структурами континентов. В этих слу- чаях наблюдаются три типа сочленений: а) красноморский, при кото- ром Аравийско-Индоокеанский и Восточно-Тихоокеанский ПРС внедря- ются в тело континентов; б) чилийский тип, при котором ПРС ориен- тированы под острым углом к континенту, но прослеживаются только до погребенного геосинклинального желоба (Чилийский ПРС) или до уступа континентального склона (Ванкуверский ПРС) и, возможно, по- подвинуты под континент по зонам Бенъофа; в) арктический тип, вы- ражающийся затуханием ПРС с приближением к континентальному скло- ну Северо-Восточной Азии.

Имеются немногочисленные случаи латерального соприкоснове- ния ПРС с областями вулканических структур (ОВС). Анализ их со- отношений (районы Азорских островов, островной группы Чагос, о.Пасхи) показывает, что структуры ОВС не подчиняются линейной структуре ПРС и как бы накладываются на нее, вероятно, являясь от- носительно более молодыми.

Океанические плиты (ОП) — области непрерывного распростра- нения осадочного (осадочно-вулканогенного) чехла, выдержанного трехслойного строения и мощности (5-10 км) земной коры, имеющей в поперечном сечении (без учета кривизны Земли), форму плоско-па- раллельной или двояко-вогнутой линзы. В геоморфологическом отно- шении ОП представлены плоскими, полого-волнистыми или наклонными равнинами, на фоне которых выделяются пики океанических холмов и гор (вулканических конусов, гайотов, лакколитов). ОП образуют наи- низший, за исключением глубоководных желобов, гипсометрический уровень поверхности Земли. В их ограничении участвуют материко- вые склоны континентальных блоков, пояса рифтовых, вулканических и геосинклинальных структур. Для ОП характерны низкие значения теплового потока, асейсмичность и стандартная плотность верхней мантии.

Несмотря на постоянство динамических характеристик для всей системы ОП (см. таблицу), указывающих на сравнительную однород- ность и стабильность этих структур, данные магнитометрических ис-

следований свидетельствуют о различиях в строении их "фундамента", т.е. 2-го и, главным образом, 3-го слоев. В океанических сегментах намечается два типа структуры аномального поля: параллельно-полосчатый (зевровый) и более сложный - овалльно-мозаичный.

Зевровый тип поля свойствен ПРС. По латерали он прослеживается на многие сотни километров в смежные области океанов и характеризует плиты с относительно слабым или рассредоточенным проявлением конседиментационного вулканизма, не затушевывающего первоначальную структуру их основания.

Овалльно-мозаичное поле наиболее характерно для западной части Тихого океана, где система океанических плит тесно ассоциирует с областями вулканических структур - поясами Императорских гор, Мидпасифик, Гавайских, Лайн, Туамоту и т.п. Можно предполагать, что подобное же строение аномального магнитного поля будет наблюдаться в провинции ОН на северо-востоке Индийского океана и в других районах, где ОП тесно связаны с ОВС. Менее характерны для океанических сегментов участки слабо аномального поля, хотя они установлены в северной Атлантике и в ряде других районов.

Исходя из строения основания выделяется два типа ОП, из которых первый - атлантический тип ассоциирует с ПРС, а второй - западно-тихоокеанский - с ОВС. В Тихоокеанском сегменте граница плит обоих типов примерно соответствует выделенной Д. Вилсоном "Линии Международного Совета Научных Союзов" - МНС. Эта линия разделяет две обширные области сегмента - надпровинции. Западная из них характеризуется угловатой (блоковой) конфигурацией плит второго типа, разделенных поясами вулканических структур, а восточная - очень крупными плитами первого типа (Северо-Восточная, Перуанская и др.), которые разделены плавно изогнутым Восточно-Тихоокеанским ПРС, занимающим к югу от Калифорнийского сочленения с Северной Америкой примерно медманное положение. Аналогичные надпровинции намечаются в Индоокеанском и Арктическом сегментах, тогда как Атлантический сегмент представлен главным образом сочетанием плит первого типа и Срединно-Атлантического ПРС.

Внутреннее строение плит определяется; во первых, формой и соотношением геофизических слоев, эквивалентных структурным этажом-фундаменту и чехлу и образующих поднятия и прогибы, подобные

структурным формам континентальных плит: во вторых, зонами разломов, разделяющих плиты на ступени, и в третьих, существованием краевых структур (валов, периферических прогибов, краевых моноклиналей) в зонах сочленения плит с другими структурными провинциями.

Области и пояса вулканических структур (ОВС). В этом понятии объединены такие категории морфоструктур, как "сводовые поднятия с надстраиваемыми их вулканическими горами и массивами" и "глыбовые поднятия и горные хребты" Г.Б.Удинцева, "глыбовые линейные поднятия", "вулканические поднятия" и "изометрические поднятия" систематики В.Е.Хаина. ОВС представляют собой выходы на дно океана второго - "вулканического" слоя, лишь местами прикрытого осадочным чехлом. Но от ПРС они резко отличаются существенным утолщением земной коры (15-20 км) за счет увеличения мощности как "вулканического", так и "базальтового" слоев. Базальтовый слой образует подобие корней гор. Верхняя мантия переуплотнена. Тепловой поток и сейсмичность по сравнению с ПРС понижены (см. таблицу I). Тектонотипом этих провинций может служить наиболее изученный Гавайский вулканический пояс. Протягиваясь на 2700 км, он связан, как и другие аналогичные структуры, с крупной зоной скальвания. Главные вулканические сооружения и оси поднятий, омолаживающиеся в юго-восточном направлении, приурочены к пересечению пояса трансформными разломами и системами эшаланированных сбросов. В морфоструктурах ОВС преобладают вулканические постройки щитового и трещинного типов. Отдельные поднятия и участки холмистых равнин, образованных лавовыми потоками, ограничены грабенами. Вдоль сопряжений ОВС и ОП протягиваются краевые депрессии и валы.

Внутреннее строение ОВС выражается овалномозаичными структурами магнитного поля, накладывающегося на линейные поля ОП атлантического типа. При общей ориентировке, параллельной осям ОВС их магнитное поле отличается неупорядоченностью аномалий. Широко развиты аномалии изометричной и сложной конфигурации, фиксирующие вулканические постройки, лавовые поля и крупные интрузии.

В распределении вулканических пород в ОВС наблюдается общая закономерность. Верхние части вулканических сооружений сложены преимущественно щелочными оливиновыми и безоливиновыми базальтами с пористой текстурой; характерны, хотя и незначительны

в количественном отношении кислые и ультращелочные дериваты базальтоидной магмы. Склоны и подножия поднятий, глубже 1500 м сложены толеитовыми базальтами. Анализ сейсмических данных под вулканами о. Гавайя свидетельствует о существовании магматических очагов на глубинах около 60 км, а также промежуточных магматических камер радиусом 8–10 км, непосредственно связанных с кратерами вулканов.

ОБС наиболее широко развиты в Западной части Тихого океана к западу от линии МСНС, а также в северо-восточной части Индийского океана. В виде ограниченных по площади поднятий они устанавливаются среди плит других океанических пространств. В отдельных случаях они сочленяются с флангами ПГС, но не заходят в их осевые части. При сочленении с геосинклинальными системами они резко обрезаются глубоководными желобами. При непосредственном пересечении ОБС с континентальными склонами на их продолжении внутри континентов располагаются вулcano-плутонические пояса.

Внутриокеанические области погруженных континентальных блоков или микроконтиненты (ОКС). Основным признаком их выделения является присутствие гранитно-метаморфического слоя в составе земной коры, утолщенной по отношению к смежным океаническим плитам (17–30 км). В морфологическом отношении ОКС представляют собой приподнятые блоки океанического дна, часто увенчанные островными поднятиями и ограниченные уступами в рельефе. В плане уступы имеют форму ломанных линий и могут рассматриваться в качестве разломов. В строении верхних частей коры, наряду с осадочными отложениями и эффузивами базальтового состава, в ряде случаев (Кемпбелл, Кергелен, Сайшельско-Маскаренский блок), встречаются выходы докембрийских и фанерозойских метаморфических и гранитоидных пород. ОКС широко распространены в пределах Индийского и Атлантического океанов, главным образом в пределах областей, тяготеющих к континентальным окраинам. По-видимому, их следует считать остаточными блоками материковой коры, сохранившимися в процессе растяжения, разрыва и обрушения континентов.

Области и пояса геосинклинальных структур (ПГС). Основными критериями отождествления современных орографических (морфоструктурных) и структурных элементов современного лика Земли с геосинклинальными системами и поясами являются: 1) контрастность

структурных форм, как выраженных в рельефе, так и завуалированных компенсирующей погружением седиментацией; 2) их мозаично-линейное размещение, обусловленное интенсивной раздробленностью коры разломами; 3) сходство современных геологических формаций с формациями "ископаемых" геосинклиналей (аспидных, флишевых, вулканогенно-кремнистых и т.п.) по их первичным признакам, существовавшим до преобразования геосинклиналей в орогены; 4) структурные соотношения с ранее существовавшими кайнозойскими (альпийскими) геосинклиналями, находящимися на стадиях протоорогеноза. Менее объективным признаком отождествления является глубинное строение земной коры, поскольку мы не знаем, каковым оно было в геосинклинальных системах прошлого и можем строить по этому поводу только гипотезы, основанные на типах магматизма и составе формаций.

Вопрос о современных геосинклиналях наиболее однозначно решается для западной периферии Тихого океана, т.е. для комплекса островных дуг (геоантиклинальных поднятий), глубоководных желобов (шовных геосинклинальных трогов) и глубоководных котловин окраинных морей (геосинклинальных прогибов и впадин). Путем взаимопереходов эта система структурно связана с кайнозойскими складчатыми сооружениями, которые находятся на разных стадиях протоорогеноза или образуют ядра внутренних геоантиклинальных поднятий (островных дуг), что весьма напоминает соотношения, существовавшие в среднем палеозое между раввивавшимися герцинскими геосинклиналями и относительно консолидированными каледонскими орогенными структурами. Характерным является и комплекс линейно-вытянутых турбидитных, рифтовых, вулканогенно-кремнистых, зеленокаменных ("зеленые туфы") и андезито-базальтовых формаций, весьма близких к образованиям ископаемых геосинклиналей. Наконец, по сравнению с другими провинциями Земли, западная окраина Тихого океана обладает наибольшей степенью дифференциации линейных и мозаичных структур [15, 28, 85].

Отождествляя с геосинклинальными системами области распространения глубоководных желобов и сопряженных с ними островных дуг и прогибов западной части Тихоокеанского сегмента, логично отнести к тому же классу структур цепь глубоководных желобов его восточной части, т.е. выделить второй тип геосинклиналей, характеризующийся редуцированным рядом морфоструктур.

В последние десятилетия вдоль шельфа и материкового склона Новой Англии, у Атлантического побережья Южной Америки, Восточного Индостана, западной окраины Тасманового "неоокеана" и т.п. установлены мощные линзы (до 5-9 км) преимущественно терригенных турбидитных осадков, выполняющих системы относительно компенсированных прогибов, располагающихся в зоне сочленения континентальной и океанической коры. По простиранию - вдоль западных побережий Атлантики они переходят в сложно построенный геосинклинальный комплекс морфоструктур Карибского бассейна. Было отмечено, что прогибы Новой Англии как по форме, так и размерам аналогичны палеозойским геосинклинальным прогибам Аппалачей¹⁾.

Таким образом по периферии океанических сегментов намечается три типа современных геосинклинальных систем. А. Митчел и Г. Ридинг²⁾ выделяют их в типы: "островных дуг", "андийский" и "атлантический". Первый из них для сохранения единства номенклатуры удобнее называть "австрало-азиатским".






Еще одним типом современных геосинклиналей является область Средиземного, Черного и Каспийского морей с их глубоководными впадинами, лишенными гранитно-метаморфического слоя и включенными в пояс альпийского протоорогена. Этот внутриконтинентальный тип известен под названием "средиземноморского". Краткая характеристика выделенных типов геосинклиналей приведена в таблице № 2.

Наиболее сложный по структуре австрало-азиатский тип может быть разделен на две зоны или два подтипа. Первая - приконтинентальная зона геосинклинального пояса наложена на кайнозойские складчатые сооружения и структурно связана с ними путем включений и взаимопереходов. Для неё характерны "зрелые" геоантиклинальные гряды (островные дуги) с ядрами более или менее развитого гранитно-метаморфического слоя, идентифицируемого с мезозойско-кайнозойскими и более древними складчатыми комплексами. Реликты утоненной континентальной коры выступают здесь и в отдельных блоках и геоантиклинальных поднятиях в основании геосинклинальных впадин (поднятие Ямато и др.).

1) Хаин В.Е. Общая геотектоника. М., "Недра", 1973, 510 с.

2) Mitchell A.H., Reading H.G. Continental margins, geosynclines and ocean floor spreading. "J. Geol.", 1969, v.77, N 6, p. 629-646.

Таблица 1

Характеристики (признаки)		СТРУКТУРНЫЕ ПРОВИНЦИИ						
		Рифтовых поясов ПРС	Океанических плит ОП	Вулканических поднятий ОВС	Погруженных континентальных блоков ОКС	Геосинклинальных поясов* (ПГС)		
Типы формации	Осадочные	Тектонокластич., турбидиты; вулканогенно-карбонатно-кремнистые и карбонатные	Глинистые, кремнисто-глинистые, карбонатно-глинистые	Вулканические (базальтовые), карбонатные, рифовые	Карбонатные и терригенные	Вулканикласические (андезит-андезито-базальтовые), карбонатные, рифовые	Турбидиты, терригенные, терригенно-кремнисто-туффовые и глинисто-туффовые	Туффиито-карбонатные и кремнисто-терригенные с горизонтами турбидитов
	Магматические	Преимущественно талейто-базальтовые; гипербазитовые, габбровые	Преимущественно талейто-базальтовые	Щелочные, оливин-базальтовые, талейто-базальтовые	Талейтовые и щелочные базальтовые с подчиненными дацитами и риолитами	Андезит-андезито-базальтовые; габбро-диорит-гранодиоритовые, гипербазитовые	?	Талейто-базальтовые, андезитобазальтовые
Земная кора в км	Осадочный слой (Vp-18-43 км/с)	0-0.2 (локально)	0.3-1.0 (до 4)	0.5-2.0	0.3-1.0	до 10	0.5-2.2	0.8-4.4
	"Второй" или вулканический" слой (Vp-4.7-5.5 км/сек)	до 1.0	1.0-2.0	до 9.0	-		1.2-3.4	0-1.5
	"Гранитно-метаморфический" слой (Vp-5.5-6.5 км/сек)	-	-	-	10-15	0-20	-	0-0.5 (2.0)
	"Базальтовый" слой (Vp-6.5-10 км/сек)	до 4.0	4.0-5.0	до 10.0-12.0	10-18	10-30	2.6-3.9	3.9-8.7
	Общая мощность	3.0-5.0	5.0-10.0	15-23	до 25-30	12-48	8.0-12.7	8-15
Скорость на поверхности мантии % в км/сек	7.2-7.6	7.9-8.1	8.0-8.8	8.1	7.3-8.8	7.7-8.9	7.7-8.5	
Сейсмичность (% от сейсмической энергии океанических сегментов)	Высокая (5.0-6.0)	Асейсмичны (<1)	Низкая (<1)	Асейсмичны (<1)	Очень высокая (> 94)			
Тепловой поток мк кал/см ² ·сек	3.0 (до 10)	0.4-1.45	до 2.0	?	до 3.0	0.5-1.0	1.0-2.5	
Рельеф (колебание отметок относительно урбана океана в км)	Система параллельных хребтов и долин (от +1.0 до -4.0)	Равнины плоские и холмистые (от -3.5 до -6.5)	Вулканические нагорья и хребты (от +4.0 до -5.5)	Равнины, расчлененные плато с вулканическими горами	Контрастное сочетание хребтов, глубоководных жселодов и холмистых равнин (от +5 до -11)			
Форма	В плане	Линейная с отношением осей > 1:50	Изометричная и неправильная	Изометричная и линейная с отношением осей до 1:20	Изометричная и обвальная	Линейная и обвальная с отношением осей от 1:2 до 1:50		
	В поперечном сечении	Выпукло-вогнутая (арка) 	Двойко-вогнутая 	Двойко-выпуклая 	Двойко-выпуклая 	Сочетание форм, присущих другим провинциям 		

* Примечание: В характеристику геосинклинальных поясов не включены данные по поясам атлантического типа в связи с их недостаточной изученностью

Таблица № 2

ТИПЫ СОВРЕМЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЕЙ

Основные признаки	Австрадо-азиатский	Индийский	Атлантический	Средиземноморский
Форма рельефа	Глубоководные желоба, островные дуги, глубоководные впадины, подводные равнины и плато окраинных морей	Глубоководные желоба	Подводные холмистые равнины, уступы аккумулятивных шельфов и материковых склонов	Глубоководные впадины и желоба (Галленский)
Структурные элементы	шовные прогибы, горст-антиклинальные гряды, геосинклинальные котловины равной степени компенсации	шовные геосинклинальные прогибы разной степени компенсации	Слабо дифференцированные прогибы, приравненные прогибы и грабены, относительно компенсированные	Слабо компенсированные геосинклинальные котловины и прогибы, горст-антиклинальные поднятия
формации осадочные	Турбидитные, терригенные, кремнистые карбонатные в т.ч. рифовые вулканические (от субэвральные до пелагических)	Преимущественно турбидитные терригенные и кремнисто-терригенные (пелагические)	Преимущественно турбидитные терригенные (от субконтинентальных до мипелагических)	Терригенные части турбидитные (миопелагические)
формации магматические	Андезит-андезито-базальтовые, габбро-диорит-гранодиоритовые, гипербазитовые	Неизвестны	Неизвестны	Андезитовые, андезито-дацитовые, липаритовые
Типы границ геосинклинальных поясов	а) приокенические	Шовные прогибы	Постепенные переходы в океанические плиты	
	б) приконтинентальные		Зоны разломов вдоль материковых склонов Постепенные переходы в континентальные плиты	Зоны разломов вдоль материковых склонов
Положение по отношению к зонам Бенюфа	Преимущественно над зонами Бенюфа	Вдоль выхода на поверхность зон Бенюфа	Зоны Бенюфа отсутствуют	Зоны Бенюфа отсутствуют или соотношения с ними не ясны
Структура осадочных	Океанические плиты, кейнозойские складчатые комплексы, складчатые комплексы и чехлы докембрийских и эпипалеозойских платформ	Зоны сочленения складчатых комплексов континентов и океанических плит	Океанические плиты, складчатые комплексы фундаментов и чехлы докембрийских платформ	Складчатые комплексы, чехлы палеозойских платформ
Типы коры	Линейно- мозаичное чередование подтипов океанической и континентальной коры	Линейное сочленение океанической и континентальной коры	Постепенный переход или резкая смена континентальной коры на океаническую	Субокеаническая кора
Примеры	Западная часть Тихоокеанского пояса, Индонезийская область, Канарская область, область моря Скошия	Система глубоководных желобов от Перуанско-Чилийского до Средне-Американского	Прогибы материковых подножий и склонов Новой Англии, Атлантического побережья Южной Америки, Африки, Индостана и т.п.	Впадины Средиземного, Черного и Каспийского морей

Вторая зона резко выдвинута в сторону океана. Для неё, в отличие от первой зоны, образовавшейся в процессе разрушения континентальной коры, с наибольшим основанием можно предполагать геосинклинальную перестройку океанического ложа, начавшуюся не ранее мезозоя. В пользу этого свидетельствует принципиальное отличие состава пород, слагающих наиболее приподнятые осевые части геоантиклинальных гряд. Ядра островных дуг сложены образованиями меланократового гипербазит-метабазитового океанического фундамента, выдвинутого к поверхности по системам взбросов и надвигов. Так в восточной структурно-формационной зоне Ново-Гебридской островной дуги сложно дислоцированный блок серпентинизированных гипербазитов, с включенными в них телами амфиболитов, слагает осевую часть поднятия, сочленяющуюся по зоне разлома с метаморфизованной толщей андезито-базальтовых лав и туфов интрузивных габбро-норитами. Эти образования выдвинуты по взбросо-надвику и перекрыты толщей шаровых лав и вулканических брекчий мощностью более 2 км. Земная кора Ново-Гебридской гряды состоит из мощных накоплений вулканических, интрузивных и осадочных пород, перекрывающих разорванный и ослабленный слой нормальной океанической коры, выходящей на о. Пентекост¹⁾. Аналогичные данные известны по зонам сочленения геоантиклинальных зон Марианской и Нампо (о. Яп) и по гряде Соломоновых островов (о. Шуазель).

В большинстве случаев кристаллический фундамент "молодых" островных дуг скрыт под мощными толщами вулканогенных (андезито-базальтовых и андезитовых) и осадочных формаций, в том числе глубоководных, не отличающихся от образований океанического ложа. Однако сейсмические разрезы по геоантиклинальным грядам — Марианской, Тонга, Кюсю-Палау — также не дают основания для выделения в фундаменте гранитно-метаморфических ядер, подобных ядрам геоантиклиналей приконтинентальной зоны [15, 28]. Увеличение мощности земной коры (13–16 км) под геоантиклинальным поднятием Кюсю-Палау по сравнению со смежной Филиппинской котловиной (8–10 км) происходит главным образом за счет образующегося "базальтового" корня.

1) Mitchell A.H., Warden A.I. Geological evolution of the New Hebrides island arc., J. Geol. Soc., 1971, v. 127, pt. 5, p. 501–528.

Во втором подтипе австрало-азиатских геосинклиналей не только геоантиклинальные поднятия, но и геосинклинальные впадины отличаются по строению, составу осадков и морфологии от аналогичных структурных форм первого подтипа. Обширные котловины – Восточно-фиджийская и Нампо с их миопелагическими осадками и малой (7–10 км) мощность коры могут рассматриваться как участки океанического ложа – "малые океаны", отшнурованные от плит Тихого океана молодыми геоантиклинальными поднятиями островных гряд. Присущие им, а также Северо- и Южно-фиджийской котловинам "окна" типичной океанической коры¹⁾ подтверждают недавнее заложение геосинклиналей этого подтипа на океаническом ложе. Этому не противоречит включение отторженцев субконтинентальной коры (массив Бородино и др.). Образуя структурные формы, подобные срединным массивам, они тождественны по морфологии и геофизическим параметрам "микроконтинентам" удаленных частей океанов.

Итак, следует считать, что первый подтип современных австрало-азиатских геосинклиналей заложился на палеозойских и мезозойско-кайнозойских складчатых комплексах, подвергшихся далеко зашедшим структурным и физико-химическим преобразованиям, а второй подтип – на окраинных частях океанического ложа. Граница между областями распространения обоих подтипов, по-видимому, пролегает вдоль внутренних геосинклинальных желобов Кюсю, Нансей и Филиппинского – в Филиппинско-Марианском секторе и по внешнему краю кайнозойских складчатых систем Новой Гвинеи, Новой Каледонии и подводной геоантиклинальной зоны хребта Норфолк – в Австралийско-Новозеландском секторе вдоль протягивающихся здесь систем крупных надвигов.

Из трех основных типов морфоструктур специфические геофизические характеристики и соответствующую форму коры в поперечном сечении имеют островные дуги и котловины окраинных морей. Что касается глубоководных желобов, то они располагаются на сочленении блоков субматериковой или материковой и океанической коры. Оси желобов смещены по отношению к осям прогибов поверхности Мохоровичича в сторону океанических плит (табл. I).

1) Cullen D.I. Tectonic map of the South-West Pacific, 1:1.000.000, N.Z. Oceanogr. Inst., Chart. Miscellaneous Ser. 20, Wellington, 1970.

разломная блоково-мозаичная структура, высокая магматическая проницаемость, сейсмичность, составляющая более половины всей сейсмической энергии океанических сегментов, резкая дифференцированность теплового потока, высокие градиенты рельефа, обусловленные скоростью вертикальных движений при общей тенденции к погружению, непосредственная связь с фокальными зонами глубокофокусных землетрясений — таковы важнейшие особенности австрало-азиатского типа ПГС.

Андийский тип современных геосинклиналей, как и австрало-азиатский, пространственно связан с зонами Бенюфа, которые в системе гипотезы плитной тектоники рассматриваются как зоны субдукции. Однако если охватывающие громадную площадь полиморфные геосинклинали австрало-азиатского типа располагаются над рассекающими литосферу глубинными сколами Бенюфа, то андийские шовные моногеосинклинали приурочены только к предполагаемому выходу этих сколов на земную поверхность. Здесь они отделяют гипертрюфированную континентальную кору Анд (65–70 км) от океанической коры, имеющей под осевыми частями Перуанского и Чилийского желобов мощность около 8–12 км.

В размещении разных типов геосинклиналей на противоположных окраинах Тихоокеанского сегмента, как и в расположении Восточно-Тихоокеанского ПРС, выражается присущая ему диссиметрия. Наиболее логичное объяснение она находит в гипотезе плитной тектоники, согласно которой в результате поддвига, начавшегося еще в среднем палеозое, развивавшиеся здесь геосинклиналильные системы смещены и погружены под Американский континент. Этим объясняется редуцированность андийского типа геосинклиналей, аномальная мощность коры в Андах, срезание в зоне предполагаемой субдукции западной эвгеосинклиналильной части палеозойского Андийского пояса и ряд других явлений. При такой трактовке андийский тип геосинклиналей следует рассматривать не как выражение определенной стадии геосинклиналильного процесса, а как частный случай преобразования геосинклиналей австрало-азиатского типа, обусловленный особенностями динамики горизонтального перемещения литосферных плит.

Геосинклинали атлантического типа представляют собой компенсированные осадконакоплением провнутые зоны поверхности "консолидированной" континентальной и океанической коры, слабо выра-

женные в рельефе окраинных частей океанического дна. Являясь зонами особенно повышенного осадконакопления они входят в состав таких геоморфологических категорий, как шельфы, материковые склоны и подножия, выделяющиеся по батиметрическим данным. В первую очередь к геосинклиналям этого типа могут быть отнесены мощные осадочные линзы прогнутых краин материковых подножий. В составе формаций преобладают турбидитовые и авандельтовы образования, но представлены и миопелагические глинистые и органогенные осадки. Магматические породы нехарактерны. Вместе с тем линейные магнитные аномалии, фиксирующие проникновение основных расплавов по зонам разломов, а также близость внутрокеанических областей и поясов вулканических структур не исключают присутствия вулканогенных образований. Тем не менее общий габитус вещественных комплексов миогеосинклинальный. В структуре геосинклиналей атлантического типа несомненна значительная роль разломов. Но в отличие от двух предшествующих типов они выражены не системами надвигов, уходящих подобно зонам Бенъофа глубоко в мантию, а коровыми разрывами.

Из приведенной характеристики видно, что за исключением геосинклиналей средиземноморского типа, образование которых, по-видимому, связано с обрушением частей альпийского орогена, остальные типы геосинклиналей формируются при взаимодействии континентальных и океанических сегментов. Это взаимодействие реализуется образованием расколов — глубинных сбросов и зон субдукции, обрушением континентальных блоков и их структурной и физико-химической переработкой (базификация?, переплавление и горизонтальная миграция? и т.п.), формированием мощных осадочных призм, главным образом за счет сброшенного с континентов обломочного материала, способного в определенных термодинамических условиях восстанавливать или создавать (на океанической коре) гранитно-метаморфический слой. В связи с этим стоит напомнить, что важным открытием последних лет является установление в глубоководных геосинклинальных котловинах средиземноморских и окраинных морей и на материковых склонах Атлантического океана эпиконтинентальных соленосных и субазральных отложений, подстилающих пелагические осадки океанического и геосинклинального типов. Эти открытия, наряду с остаточными блоками континентальной коры в глубоководных впадинах окраинных морей и присутствием "микроконтинентов" в струк-

турах океанического ложа свидетельствуют о реальности "рассасывания" или базификации континентальной коры, независимо от того, какое физико-химическое обоснование может быть дано этому процессу. По-видимому, его роль особенно велика при формировании приматериковых зон периокеанических геосинклиналей, закладывающихся на "эпиконтинентальной" океанической и субокеанической коре. В свою очередь рифтогенез и раздвижение литосферных плит, не имеющие существенного значения в геосинклинальном процессе, играют преимущественную роль в образовании первичной симатической коры осевых частей океанического ложа.

Современные геосинклинальные пояса формируются как на погруженных и испытывающих преобразование континентальных блоках, так и на смежных частях прогибающихся океанических плит. Выделение геосинклиналей атлантического типа, располагающихся своей значительной частью на океанической коре, но сложенных преимущественно терригенными турбидитовыми толщами — аналогами аспидных и флишевых формаций миогеосинклиналей, при отсутствии или незначительной роли вулканитов, требует ревизии традиционных представлений о заложении эвгеосинклиналей и миогеосинклиналей соответственно на океанической и континентальной коре. По-видимому, присутствие вулканогенных, базальтоидных формаций, не имеет прямой связи с характером фундамента и зависит не столько от его состава (симатический, сиалический), сколько от динамических условий, определяющих степень его проницаемости.

С проблемой выделения и типизации современных геосинклиналей и поисков аналогии с "ископаемыми" типами связан вопрос о проведении границ между ними и континентальными и океаническими плитами. Более или менее однозначно он решается для приокеанических границ геосинклиналей австрало-азиатского и андийского типов. Эту границу естественно проводить по сочленению глубоководных желобов с краевыми валами океанических плит. Труднее разграничить пояса австрало-азиатского типа от континентальных плит, так как те и другие, если считаться с существованием современных миогеосинклиналей, могут лежать на погруженном "гранитно-метаморфическом" цоколе. Аналогичный вопрос возникает и при проведении границ ПГС атлантического типа. Для "ископаемых" геосинклиналей, если они не отделены от платформ явно выраженным структурным швом, он решается путем разделения структуры на "складчатые" и

"нескладчатые" комплексы. Таким образом границы проводятся по вторичному - наложенному признаку. Для разграничения "рецентных" структур этот признак не может быть использован и основными критериями остаются: относительная контрастность в морфологии структурных элементов - систем прогибов и поднятий и соответствие выполняющих их осадков породам древних миогеосинкли - налей.

Эволюционные ряды структурных элементов океанического ложа

Океанические сегменты, являясь одной из основных модификаций земной коры, состоят из ряда типовых структурных провинций. Этот ряд включает пояса и области рифтовых, вулканических и плитных структур, а также различные по размерам блоки погруженных структур континентального типа. Последние по своим петрографическим и физическим параметрам являются "инородными" телами в пределах океанического ложа, а пояса геосинклинальных структур представляют собой важнейшую форму его разграничения с континентами.

Перечисленный набор провинций устанавливается в каждом океаническом сегменте, что позволяет прийти к выводу о структурном единстве ложа океана, независимо от их возраста. Отличия между ними определяются лишь различными количественными и пространственными соотношениями площадей однотипных провинций.

В размещении провинций внутри сегментов устанавливается определенная упорядоченность. Плиты западно-тихоокеанского типа ассоциируют с поясами и областями вулканических структур и тяготеют к окраинным частям океанического ложа. Во внутренних частях океанов они сменяются плитами атлантического типа, накладывающимися, в свою очередь, на пояса рифтовых структур. Во внешних - окраинных частях океанического ложа чаще всего располагаются и погруженные континентальные структуры (микроконтиненты), включенные, как правило, в плиты западно-тихоокеанского типа. В качестве краевых структур, по-видимому, находящихся на разных стадиях развития и знаменующих переход от океанической к континентальной коре, выделяются геосинклинальные пояса.

Земная кора каждой из типовых провинций в поперечном сече-

нии обладает характерной для нее формой, соответствующей двояково-выпуклым, двояковогнутым и выпукло-вогнутым линзам, или сочетанием этих форм в случае ПГС австрало-азиатского и индийского типов.

Внутренняя структура провинций определяется составом и соотношением физических слоев (тел) земной коры, а также наборами структурных элементов, часть которых является структурами-индикаторами: рифты, желоба, вулканические сооружения и т.п.

В основе формирования поясов рифтовых, геосинклинальных и вулканических структур лежат зоны разломов. Вместе с тем аналогичные, но позднее возникающие разломы осложняют структуру провинций, придавая ей блоковый характер.

Зоны разломов представляют самый распространенный тип сочленения океанических провинций, а из них наиболее широко распространенными являются зоны региональных сбросов и поддвигов (надвигов). Как те, так и другие обладают четким геоморфологическим выражением и уверенно выделяются по комплексу геофизических признаков. Сбросы чаще всего ограничивают континенты и "микрo-континенты", а подвиги (сейсмофокальные зоны) проявляются при сочленении поясов геосинклинальных структур с океаническими плитами и реже с областями вулканических структур.

Системы краевых структур типа краевых валов или сочетания валов и прогибов наблюдаются при сочленении океанических плит с поясами геосинклинальных и вулканических структур. Краевые валы обычно сопровождают (со стороны океана) выход сейсмофокальной зоны на поверхность, а система периферических прогибов и валов появляется вокруг крупных областей и поясов вулканических структур типа Гавайского, Чагос-Лаккадивского и др.

Частично наложение структурных элементов одной провинции на другую наблюдаются в участках сближения областей вулканических структур с океаническими плитами, а также поясами рифтовых структур. Это выражается тем, что вулканические структуры окраинных частей ОВС нарушают структурный план плиты (северо-восточная окраина Гавайского пояса) или рифтового пояса (западная часть Азорской ОВС в зоне Срединно-Атлантического ПРС, южная часть Чагос-Лаккадивского ОВС и Аравийско-Индooкеанский ПРС).

Часто встречаются случаи постепенного перехода одной провинции в другую. На границах континентов и геосинклинальных поясов

широко распространено последовательное замещение одного класса структур другим — на продолжении геоантиклинальных поднятий, геосинклинальных прогибов и впадин в пределах континента располагаются соответственно антиклинории, синклинории и межгорные впадины (Бирмано-Андаманский, Курило-Камчатский, Алеутско-Аляскинский и другие регионы). Склоны поясов рифтовых структур, постепенно погружаясь, образуют фундамент плит атлантического типа.

Весьма характерным типом сочленения является внедрение (проникновение) одних структурных провинций в другие. Это прежде всего относится к поясам рифтовых структур, переходящих по простиранию из океанических в континентальные сегменты. Вместе с тем вкрест простирания ПРС почти нигде не соприкасаются с континентальными структурами; исключением является восточный фланг рифтовых структур Горда и Хуан де Фука, а также район Красного моря. В этом случае формирование ПРС, выражающееся начальными стадиями, протекает не внутри океанической, а внутри континентальной структуры. Продолжаются в глубь континентов также отдельные пояса вулканических структур (Китовый, Восточно-Индийский) и разломы (Кларион и др.).

Из намеченного латерального ряда структурных элементов, путем их сравнительного тектонического анализа, привлечения геохронологических данных и построения наиболее вероятной динамической модели могут быть выведены эволюционные ряды, отражающие стадии становления и развития океанической коры в разных частях геоида.

В отличие от континентальных сегментов, в строении которых принимают участие древнейшие архейские структурные комплексы, слагающие ядра древних платформ, в пределах океанов не известны породы более древнего возраста, чем мезозойские. Экстраполируя результаты подводного бурения на глубину, можно предполагать, что в океанической коре и в частности в ее "вулканическом" слое еще существуют непереработанные верхнепалеозойские отложения, но присутствие докембрия представляется мало вероятным. Подобные породы, при малой мощности океанической коры и значительных амплитудах ее вертикальных перемещений, по всей вероятности, были бы обнаружены в основании взбросовых уступов, рассекающих участки наиболее древних океанических плит. Однако в этих случаях мы обычно сталкиваемся с магматическими породами базитового и

ультрабазитового состава, которые многими учеными резонанс расматриваются, как самые нижние части коры и надастеносферные горизонты верхней мантии — производные глубинной магматической дифференциации, никогда не принадлежавшие к осадочной оболочке Земли. Тем не менее отсутствие древних осадочных пород в современной коре океанов еще недостаточное основание что бы считать, что океанические сегменты Земли образовались только в мезозое или даже в палеозое. Любая из современных гипотез образования океанов ("растекания" океанического дна и плитной тектоники или обрушения континентальных блоков и их "океанизации") исходит из высокой мобильности океанической коры. Ее подвижность и структурная неустойчивость вытекают из малой мощности и "недоразвитости". Благодаря неглубокому залеганию астеносферных слоев океаническая кора испытывает значительное воздействие глубинных процессов. Очень существенно, что в ее формировании, в отличие от континентальной коры, преобладающее значение имеет не седиментогенез и следующие за ним явления литификации и метаморфизма, а магматизм, выраженный в вулканических излияниях огромных масс основных лав — дифференциатов мантийного "пиролита". Они свободно проникают в слабо литифицированный осадочный чехол или изливаются на поверхность, тогда как под континентами восходящим движениям и прорыву магматических фронтов препятствуют многокилометровые толщи осадочно-метаморфических пород. Высокая подвижность океанической коры выражается в крупнейших горизонтальных (многие сотни километров) и весьма значительных вертикальных перемещениях отдельных пластин, в масштабах, не свойственных утолщенной и консолидированной при складчатости коре континентов. Пластины океанической коры вместе со спаянными с ними ультрабазитами надастеносферных слоев верхней мантии испытывают погружение, особенно энергичное в зонах Бенъофа и, как это можно предполагать, подвергаются вторичному переплавлению в мантии. Весьма вероятно, что именно этому процессу, замкнутому в пределах океанических сегментов, мы обязаны отсутствием древних осадочных толщ на дне океанов.

Структурные элементы земной коры трансформируются в ходе развития вещества планеты в процессах энергомассопереноса и взаимодействия мантии с осадочно-метаморфической оболочкой. На этом принципе основано выделение эволюционного ряда структур конти —

нентов. Его упрощенным выражением, без учета регрессионных тенденций и широко развитой полицикличности, служит последовательность [9] :

Геосинклиналь → Протоороген → Дейтероороген →
→ Континентальная плита (платформа)

Этот ряд находит выражение как в разрезах континентальной земной коры, где он представлен соответствующими структурно-вещественными комплексами или структурными этажами, так и в морфоструктуре современной поверхности континентов и их переходов к океанам. Характеристика структурных провинций океанического ложа и соотношений между ними позволяет установить подобный же эволюционный ряд и для океанических сегментов и наметить связующие звенья между обоими рядами.

Благодаря открытию мировой системы поясов рифтовых структур и последующим (хотя и косвенным) определениям возраста геологических тел, формирующих билатеральную симметрию полосового магнитного поля в рифтовых зонах и фундаментах океанических плит атлантического типа, стало возможным связать образование океанической коры в кайнозойе и позднем мезозойе с раздвигами в зонах рифтов и тем самым рассматривать рифтовые пояса в качестве первого члена эволюционного ряда океанических структур. При этом нет оснований, противоречащих экстраполяции тех же механизмов талассогенеза на весь фанерозой, а возможно и докембрий, независимо от причин создания первичных неоднородностей коры при ее становлении в архее.

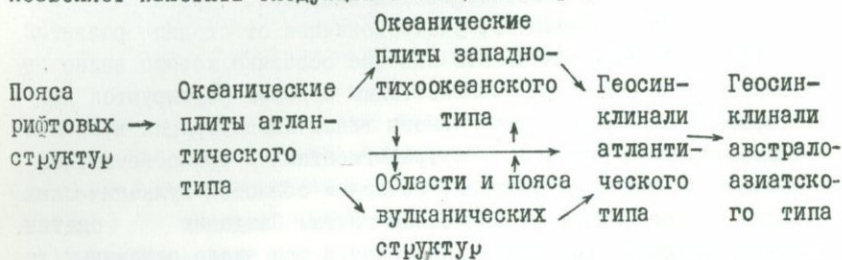
Пространственные и генетические связи поясов рифтовых структур (они с полным основанием могут быть названы поясами талассогенеза) с обрамляющими их плитами выражаются в постепенном затягивании их флангов осадочным чехлом, при соответствующем повышении возраста оснований плит. Эти связи, вместе с относительным увеличением мощности коры и спадом активности тектонических процессов (уменьшение контрастности движений, сейсмичности, теплового потока, возвращение к "нормальной" плотностной характеристике верхней мантии и т.п.), позволяют считать океанические плиты первого - атлантического типа - следующим звеном эволюционной цепи.

Дальнейшее преобразование идет в направлении усложнения

внутренней структуры фундамента и чехла плит. Она выражается внедрением серий вулканических и интрузивных тел, локальными утолщениями базальтового и вулканического слоев фундамента и созданием поднятий и компенсационных прогибов. Первичная — линейная структура фундамента, унаследованная от стадии развития ПРС, становится мозаичной. Это явление особенно хорошо видно по изменениям типа магнитных полей. Таким образом формируются плиты второго — западно-тихоокеанского типа. Концентрация вулканизма в развивающихся системах внутрисегментных и трансегментных разломов приводит к образованию поясов и областей вулканических структур, расчленяющих океанические плиты. Созданию систем внутритропических поднятий и прогибов, в том числе окраинных валов, способствует коробление коры, происходящее при ее горизонтальных перемещениях.

Образование геосинклинальных поясов, занимающих пограничное положение между океаническим и континентальным сегментами и рассматриваемых большинством исследователей в качестве первого члена в эволюционном ряду континентальных структур, очевидно, обусловлено взаимодействием между этими двумя сегментами. Оно выражается, во-первых, в создании у подножия материковых склонов мощных осадочных линз, способных дать начало гранитно-метаморфическому слою, во-вторых, в широком развитии межсегментных сколов — сбросов материковых склонов и глубинных поддвигов (надвигов), формирующихся вдоль внешних и внутренних ограничений геосинклиналей. Последовательное образование межсегментных сколов приводит к усилению теплового потока и магматической проницаемости земной коры и к созданию компенсационных поднятий (зачатков будущих островных дуг), прогибов и складчатости. Следовательно, можно предполагать прямую зависимость между временем существования океанических сегментов и образованием по их периферии пограничных геосинклинальных поясов. Этой зависимостью определяется и различие типов геосинклиналей: эмбрионального — атлантического типа по окраинам молодых океанических сегментов и далеко продвинувшегося в своей эволюции — австрало-азиатского типа на границах древних океанических структур. Не случайно, отчетливая дифференциация геосинклиналей Тихоокеанского пояса и возникновение в его пределах геосинклинальных поднятий типа островных дуг улавливаются только с конца докембрия и начала палеозоя,

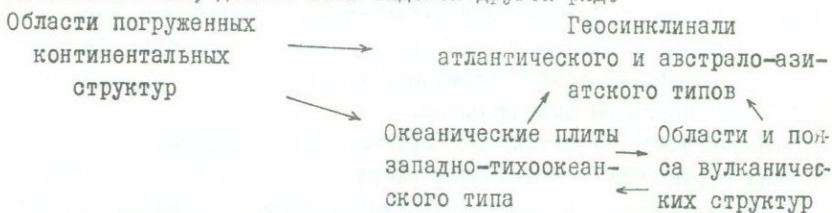
тогда как возникновение Тихого океана может быть отнесено к концу среднего или началу позднего протерозоя. Таким образом опыт сравнительной характеристики структурных провинций ложа океанов позволяет наметить следующий эволюционный ряд:



Однако взаимодействие океанических и континентальных сегментов при образовании геосинклиналей не может быть сведено только к погружению окраинных океанических блоков или их последующему поддвигу под континент. Преобразование океанической коры в субокеанический и субконтинентальный подтипы происходит одновременно с встречным преобразованием континентальной коры, испытывающей прогрессирующее дробление и вероятное "рассасывание" под влиянием теплового потока и сопутствующей ему миграции магматического фронта. Эти явления, в частности, проявляются образованием наземных краевых вулканических поясов с их мощными накоплениями и интрузиями кислых пород, обрамляющих со стороны континентов наиболее развитые геосинклинальные системы. Здесь вступает в силу гипотеза подкоровой эрозии, латерального перемещения гранитоидных выделок и базификации континентальной коры. Без привлечения, хотя и в ограниченных масштабах, этой второй модели формирования океанического ложа, трудно объяснить реликтовые формы существования гранитно-метаморфического слоя, идентифицируемого с палеозойскими или еще более древними складчатыми комплексами и залегающего в основании окраинных геосинклинальных котловин типа Япономорской, утонение и последовательное выклинивание того же гранитно-метаморфического слоя в зонах шельфа и всей мировой системы континентального склона, существование реликтов континентальной коры в структуре "микроконтинентов", залегание эпиконтинентальных формаций на океанической коре в ряде участков материкового склона Атлантического океана, т.е. ту

группу эмпирически установленных фактов, которые не находят удовлетворительного объяснения гипотезой раздвигов и плитной тектоники.

Следовательно, кроме намеченного эволюционного ряда, выражающего основное направление развития структурных провинций океанического ложа, должен быть выделен другой ряд.



В этом ряду континентальные структуры, или преобразуются в океанические плиты западно-тихоокеанского типа и связанные с ними области и пояса вулканических структур (значительные участки окраин Атлантического океана), или непосредственно переходят в формирующиеся на континентальной коре внешние геосинклиналильные прогибы (внешние части геосинклиналильных поясов атлантического и австрало-азиатского типов).

Суммируя обе схемы можно предполагать, что образование океанических плит западно-тихоокеанского типа происходит, во-первых, за счет структурной перестройки плит атлантического типа в ходе раздвигов океанического ложа и горизонтального перемещения литосферных пластин (по-видимому, преобладающая часть Тихого океана), во-вторых, за счет встречного процесса обрушения и "базификации" раздробленных окраинных частей континентальных сегментов (окраинные части ложа Атлантического океана). Тот же встречный процесс проявляется и при образовании пограничных структур между континентальными и океаническими сегментами, представленных различными типами геосинклиналей. В него в равной мере вовлечены блоки как континентальной, так и океанической коры.

Думается, что намечающиеся возможности синтеза кажущихся альтернативными гипотез раздвигов океанического дна и базификации может дать наиболее удовлетворительное объяснение структурного единства ложа Мирового океана и многообразия слагающих его тектонических элементов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследованиями 1971-1975 гг. был охвачен ряд узловых проблем геотектоники. Среди них наибольшее внимание было уделено вопросам становления и развития важнейших типов крупных структурных элементов континентальной и океанической земной коры, вопросам их латеральных связей и динамических соотношений друг с другом, преемственности и эволюции в течение геологической истории от начальных стадий формирования литосферы в глубоком докембрии до кайнозоя включительно.

Выполненное за пятилетие изучение взаимоотношений докембрийских структурно-вещественных комплексов позволило выделить крупные структурные области, характеризующиеся специфическими формационными рядами и структурными рисунками. Проведена типизация этих областей на разных хронологических срезах, что послужило основой для выявления главных черт эволюции осадочно-метаморфической оболочки. Установлено, что последовательное увеличение площади платформенных областей сопровождалось все более интенсивным дроблением их частей, прилежащих к вновь образующимся геосинклинальным областям и поясам. Намечен новый вариант общей периодизации докембрийской истории Земли.

В ряду крупнейших структур континентов в самостоятельную таксономическую категорию выделены области и пояса орогенеза зафиксированные в разрезах земной коры, как и равноценные им геосинклинальные и платформенные образования, соответствующими структурно-вещественными комплексами (структурными этажами) и телами включения (интрузивными комплексами). Это позволило заострить внимание на исследовании важных преобразований, происходящих в коре при возрожденном орогенезе, связанном не с геосинклинальной предысторией, а с кинематикой и повторными деформациями континентальных литосферных плит. Установлены основные типы дейтероорогенных структур, их планетарное распространение и формирование, происходившее, начиная с докембрия, параллельно с разрастанием и периодическим распадом крупных материковых масс. Впервые построена тектоническая карта мезозоя Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса, являющаяся основой для металлогенического прогнозирования.

Систематизация современных данных по геологии и глубинному

строению океанических сегментов Земли позволила провести типизацию структурных провинций океанического ложа и его тектоническое районирование, используя морфологию коровых тел, их внутреннюю структуру и динамические характеристики. Установлена общность строения дна океанов и намечены эволюционные ряды типовых структурных провинций от поясов рифтовых структур до современных геосинклиналей, формирующихся в зонах сочленения океанических и континентальных сегментов в результате распада материковой коры и глубинных преобразований коры океанического типа.

При изучении частных структурных элементов платформ и складчатых сооружений проведен сравнительный анализ типов геосинклинальных прогибов Обь-Зайсанской, Саксо-Тюрингской и Реногерцинской складчатых систем.

На примерах мезозойской части Тихоокеанского складчатого пояса и палеозойского складчатого пояса Центральной Азии разработаны принципы выделения срединных массивов, сравнительного изучения главных структурно-формационных комплексов их фундаментов и чехлов, а также рассмотрены структурные соотношения массивов с окружающими складчатыми системами. Рассмотрены возможности выделения структур того же типа на различных хронологических уровнях в складчатых сооружениях докембрия континентов.

В результате сравнительного тектонического анализа офиолитовых поясов в Алтае-Саянской области установлен ряд типовых разрезов базит-гипербазитовых комплексов, зависящих от степени тектонической переработки перемещенных к поверхности корово-мантийных пластин.

При исследовании тектоники чехла Сибирской платформы намечены определенные типы соотношений между рифейским, венд-нижнепалеозойским и среднепалеозойским структурными этапами, представляющие интерес для прогнозирования погребенных структурных форм в пределах Центрально-Сибирской нефтегазоносной провинции.

На примере пограничных структур, расположенных в зоне сочленения Восточно-Европейской платформы с альпийской складчатой областью, на западной окраине Сибирской платформы, а также в зоне сочленения Африканской платформы с Тельской складчатой областью, рассмотрены вопросы соотношений вещественного состава и структуры тектонических единиц различного ранга, их вертикальной расчлененности и латеральных ограничений, проблемы ранговой соподчи-

ненности структурных элементов и намечены принципы типизации краевых систем и построения их общей классификации.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. АХМЕДОВ О.М., ВОТАХ О.А., ШИХАЛИБЕЙЛИ Э.Ш. Геологические формации и структурные этажи (на примере Северного Алжи - ра). - "Азерб.нефт.хоз-во", 1972, № 2, с.3-5.
2. БАШАРИН А.К. Типы соотношений слоев. - "Геол. и гео - физ.", 1971, № 1, с.20-28.
3. БАШАРИНА Н.П. Опыт классификации мезозойских континен - тальных впадин (на примере впадин Алтае-Саянской, Казахской, За - уральской областей и других континентов). - В кн.: Тектоника За - байкаля. Улан-Удэ, 1973, с.92-94.
4. БАШАРИНА Н.П. Сравнительная тектоника и основные этапы развития мезозойских впадин Казахской складчатой области. - В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии . Новосибирск, "Наука", 1973, с.66-113.
5. БАШАРИНА Н.П. Юрские грабены и прогибы Алтае - Саянской складчатой области. - В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, "Наука", 1973, с.149-168.
6. БАШАРИНА Н.П. К вопросу о классификации мезозойских кон - тинентальных впадин (на примере Центрально-Азиатского пояса). - "Геол. и геофиз.", 1974, № II, с.127-131.
7. БАШАРИНА Н.П. Мезозойские впадины Алтае-Саянской и Ка - захской областей. (Геологические формации и структура). - Ново - сибирск, "Наука", 1975, 185 с.
8. БЕРЗИН Н.А. Офиолиты в земной коре. - "Геол. и геофиз.;" 1973, № 12, с.136-138.
9. БОГОЛЕПОВ К.В. О понятиях "орогенная структура" и "оро - генез". - В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Ново - сибирск, "Наука", 1971, с.61-85.
10. БОГОЛЕПОВ К.В. (ответ. редактор). Проблемы общей и ре - гиональной геологии. - Новосибирск, "Наука", 1971, 360 с.
11. БОГОЛЕПОВ К.В. Материалы по мезозойской тектонике Вос - точного Тяньшаня и прилегающих областей Джунгарии и Бейшаня. - В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, "Наука", 1973, с.114-148.

12. БОГОЛЕПОВ К.В. О некоторых проблемах орогенеза.- В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, "Наука", 1973, с.8-17.

13. БОГОЛЕПОВ К.В. (ответ. редактор). Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. - Новосибирск, "Наука", 1973, 270 с.

14. БОГОЛЕПОВ К.В. К вопросу о номенклатуре и классификации основных структурных элементов земной коры. - "Геотектоника", 1974, № 4, с.102-108.

15. БОГОЛЕПОВ К.В. Типы современных геосинклиналей.- "Геол. и геофиз.", 1974, № 4, с.57-69.

16. БОГОЛЕПОВ К.В. Проблемы фундаментальных научных исследований в свете "Основ законодательства Союза СССР и союзных республик о недрах". - "Геол. и геофиз.", 1975, № II, с.3-10.

17. БОГОЛЕПОВ К.В. О новых работах по тектонике Тихоокеанского сегмента Земли. - "Геотектоника", 1975, № 2, с.125-131.

18. БОГОЛЕПОВ К.В. О понятиях "рифтовая структура" и "рифтогенез". - В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с.10-11.

19. БОГОЛЕПОВ К.В. Дейтероорогенез и его роль в формировании структуры земной коры. - Докл.сов.геол. XXV сессии МГК. (в печати).

20. БОГОЛЕПОВ К.В. О количественных основах тектонического районирования. - "Геол. и геофиз.", 1976, № 3, (в печати).

21. БОГОЛЕПОВ К.В., БАШАРИНА Н.П., ЕРМИКОВ В.Д. Мезозойская структура Забайкалья и ее положение в Центрально-Азиатском дейтероорогенном поясе. - В кн.: Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ, 1973, с.76-79.

22. БОГОЛЕПОВ К.В., ВРУБЛЕВСКИЙ А.А., ЕРМИКОВ В.Д. О соотношениях в развитии Сихотэ-Алиньской геосинклинали и восточной части Центрально-Азиатского орогенного пояса. - В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, "Наука", 1973, с.257-269.

23. БОГОЛЕПОВ К.В., ЕРМИКОВ В.Д. Карта тектоники мезозоя Центрально-Азиатского складчатого пояса в м-бе 1:2.500.000 (принципы построения и основные выводы). - "Геол. и геофиз.", 1973, № I, с.58-68.

24. БОГОЛЕПОВ К.В., ЕРМИКОВ В.Д. Основные аспекты выделения мезозойского дейтероорогенного пояса Центральной Азии. - В кн:

Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XI, М., "Наука", 1975, с. 55-63.

25. БОГОЛЕПОВ К. В., ЕРМИКОВ В. Д., ЧИКОВ Б. М. Опыты объемного тектонического районирования на глобальном и региональном уровнях. - В кн.: Принципы тектонического районирования Средней Азии (тезисы совещания). Ташкент, ФАМ, 1975, с. 10.

26. БОГОЛЕПОВ К. В., ТРОФИМУК А. А. О палеотектонических критериях нефтегазоносности. - "Геол. и геофиз.", 1975, № 9, с. 158-160.

27. БОГОЛЕПОВ К. В., ЧИКОВ Б. М. Структурные провинции дожа океанов и принципы их выделения. - "Геол. и геофиз.", 1972, № 12, с. 23-36.

28. БОГОЛЕПОВ К. В., ЧИКОВ Б. М. Геология дна океанов. - М., "Наука", 1976 (в печати).

29. БОГОЛЕПОВ К. В., ЯНШИН А. Л. О современных гипотезах образования гипербазитов в структуре Чаган-Узунского массива в Горном Алтае. - "Геол. и геофиз.", 1973, № 8, с. 12-24.

30. БОРУКАЕВ Ч. Б. К вопросу об орогенных формациях и "структурах третьего типа". - В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, "Наука", 1971, с. 86-95.

31. БОРУКАЕВ Ч. Б. Тектоника докембрия Австралии. - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ (тезисы докладов). М., ОГГП АН СССР, 1971, с. 41-42.

32. БОРУКАЕВ Ч. Б. Проблема общей геохронологической шкалы докембрия. - "Геол. и геофиз.", 1972, № 1, с. 3-14.

33. БОРУКАЕВ Ч. Б. Тектоника байкальских и палеозойских складчатых образований. - "Геол. и геофиз.", 1972, № 9, с. 134-136.

34. БОРУКАЕВ Ч. Б. Тектоника Тихоокеанского пояса. - "Геол. и геофиз.", 1973, № 7, с. 120-123.

35. БОРУКАЕВ Ч. Б. Геосинклинальные нескладчатые комплексы древних платформ. - В кн.: Вопросы тектоники древних платформ. Новосибирск, "Наука", 1974, с. 17-46 (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып. 59).

36. БОРУКАЕВ Ч. Б. Значение и роль эталонов в геологических исследованиях. - В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974, с. 74-85.

37. БОРУКАЕВ Ч. Б. О книге Б. М. Келлера "Тектоническая история и формации верхнего докембрия". - "Изв. АН СССР. Сер. геол.", 1974, № 6, с. 134-137.

38. БОРУКАЕВ Ч.Б. Тенденции в развитии тектонического районирования. - "Геол. и геофиз.", 1975, № 10, с.10-17.
39. БОРУКАЕВ Ч.Б. О геосинклинальных нескладчатых комплексах. - В кн.: Тектоника. М., "Наука", 1976. (Международ. геол. конгр., XXV сесс. Докл. сов. геол. Пробл. 3). (в печати).
40. БОРУКАЕВ Ч.Б., КОСЫГИН Ю.А., ПАРФЕНОВ Л.М. Общие принципы составления "Карты тектоники докембрия континентов". - В кн.: Тектоника фундамента древних платформ (тезисы докладов). М., ОГГТ АН СССР, 1971, с.40-41.
41. БОРУКАЕВ Ч.Б., ПАРФЕНОВ Л.М. Заметки о тектоническом районировании. - В кн.: Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология и систематика. Тектонические эксперименты. М., "Наука", 1972, с.43-62 (Тектоника Сибири. Т.5).
42. ВЕЙНБЕРГ М.К., МАЗАЕВА П.К., ФРАДКИН Г.С. Морфогенетические типы локальных структур Кемпедняйской впадины. - В кн.: Принципы тектонического районирования. Тектоническая терминология и систематика. Тектонические эксперименты. М., "Наука", 1972, с.154-160. (Тектоника Сибири, Т.У).
43. ВОЗМОЖНЫЕ структурные связи континентов в докембрии. - В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии. Хабаровск, 1974, с.17-30. БАШАРИН А.К., БЕРЗИН Н.А., БОРУКАЕВ Ч.Б. и др.
44. ВОПРОСЫ тектоники древних платформ. Сб. статей. Отв. ред. Ю.А. КОСЫГИН и Ч.Б. БОРУКАЕВ. - Новосибирск, "Наука", 1974, 168с. (Тр. ИГиГ СО АН СССР, вып.59).
45. ВОТАХ О.А. Элементарные тектонические комплексы земной коры и геологические формации. - "Геол. и геофиз.", 1972, № 8, с.10-20.
46. ВОТАХ О.А. Принцип тектонического районирования по возрасту главной складчатости, глобальная тектоника и основа общей теории строения Земли. - "Геол. и геофиз.", 1973, № 9, с.3-14.
47. ВОТАХ О.А. Параметры тектонических комплексов земной коры и их зависимость от энергии физических полей. - "Докл. АН СССР", 1974, т.216, № 6, с.1273-1276.
48. ВОТАХ О.А. Внутриконтинентальные краевые системы и некоторые вопросы общей систематики структурных элементов Земли. - Автореф. дисс. на соиск. учен. степени доктора геол.-минер. наук. Новосибирск, 1975, 61с.
49. ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ карта Тихоокеанского подвижного пояса в

м-бе I:10.000.000. Ответ.ред. Л.И.Красный. - 1974.Авт.:Л.И.КРАСНЫЙ, А.М.СМИРНОВ, А.К.БАШАРИН, Н.А.БЕРЗИН, Ч.Б.БОРУКАЕВ и др.

50. ДОКЕМБРИЙ континентов. АвстралияАфрика. - Новосибирск, "Наука", 1976, 223 с. (Тр.ИГиГ СО АН СССР, вып.251). Отв.редактор Н.А.БЕРЗИН. Авт.: БОРУКАЕВ Ч.Б., ЕЛИЗАРЬЕВ Ю.З., ЗАБРОДИН В.Е., ЧИКОВ Б.М.

51. ДОКЕМБРИЙ континентов. Северная и Южная Америка. Отв. редактор А.Л.МАТВЕЕВСКАЯ. - Новосибирск, "Наука", 1976 (Тр.ИГиГ СО АН СССР, вып.252). Авт.: БАШАРИН А.К., БЕРЗИН Н.А., ШУЛЬДИНЕР В.И. и др.

52. ЕЛИЗАРЬЕВ Ю.З., ЧИКОВ Б.М. Структура и вопросы связи континентального и океанического сегментов в районе Восточной Африки. - "Геол. и геофиз.", 1973, № 7, с.18-25.

53. ЕМЕЛЬЯНЕНКО А.С., ЕРМИКОВ В.Д. Впоросы тектоно-магматических связей и петрологии гранитоидных и трахибазальтовых формаций Забайкалья. - В кн.: Магматические и метаморфические комплексы Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с.104-106.

54. ЕРМИКОВ В.Д. Сравнительная тектоника мезозоя Забайкалья и Монголии. - В кн.: Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ. 1973, с.85-86.

55. ЕРМИКОВ В.Д. Тектоника мезозойского орогенного комплекса Хангай-Хэнтэй-Яблоново-Становой горной области. - В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, "Наука", 1973, с.185-257.

56. ЕРМИКОВ В.Д. Сравнительный тектонический анализ континентального мезозоя Забайкалья и Монголии. - "Геол. и геофиз.;" 1974, № 9, с.24-33.

57. ЖЕСТКИЕ МАССИВЫ в складчатых системах докембрия континентов. - В кн.: Тектоника срединных массивов. М., "Наука", 1976 Авт.: БАШАРИН А.К., БОРУКАЕВ Ч.Б., МАТВЕЕВСКАЯ А.Л., ЧИКОВ Б.М. (в печати).

58. ИЕРАРХИЯ геологических объектов и тектоника. - "Докл. АН СССР." 1972, т.207, № 2, с.411-414, Авт.: КОСЫГИН Ю.А., СОЛОВЬЕВ В.А., ЧЕРКАСОВ Р.Ф., ВОТАХ О.А.

59. КАРТА тектоники докембрия континентов. М-б I:15000000. М., ГУТК, 1972. Редакционная коллегия: КОСЫГИН Ю.А. (главн. редакт.) БАШАРИН А.К., БЕРЗИН Н.А., БОРУКАЕВ Ч.Б. (зам. главн. редакт.), МАТВЕЕВСКАЯ А.Л., ПАРФЕНОВ Л.М., ЧИКОВ Б.М., ШИМДТ Е.К.

60. КАРТА тектоники докембрия континентов в м-бе I:15.000.000
Объяснительная записка. - М., "Наука", 1974, 74с. (Тр.ИГиГ СО
АН СССР, вып.152). Авт.: КОСЫГИН Ю.А., БАШАРИН А.К., БЕРЗИН Н.А.,
и др.

61. КАРТА тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса.
М-б I:2.500.000. Редколлегия: К.В.БОГОЛЕПОВ (редактор), В.Д.ЕР-
МИКОВ (зам.редактора), Н.П.БАШАРИНА. Новосибирск-Магадан, 1975.

62. КУЗНЕЦОВ П.П. Контактные зоны - специфический класс
геологических тел. - В кн.: Исследования по геологии и геофизике
Сибири. Новосибирск, 1975, с.12-15.

63. КУЗНЕЦОВ П.П. О структурных особенностях Чаган-Узунско-
го массива гипербазитов. - В кн.: Исследования по геологии и
геофизике Сибири. Новосибирск, 1975, с.16-18.

64. КУЗНЕЦОВ П.П. Структура зоны сочленения Алданского шита
и Становой складчатой области в междуречье Кунури-Мая - Идум-
Тырган. - В кн.: Вопросы геологии и геофизики Сибири. Новосибирск
1971, с. 4-6.

65. КУЗНЕЦОВ П.П., СИМОНОВ В.А. Некоторые черты строения Ча-
ган-Узунского гипербазитового массива (Горный Алтай). - "Геол.
и геофиз.", 1976 (в печати).

66. МАТВЕЕВСКАЯ А.Л. Докембрий континентов. Западная Европа
(докембрий каледонской и варисийской зон). Отв.редактор К.В.БО-
ГОЛЕПОВ. - Новосибирск, "Наука", 1975, 90 с.

67. ОСНОВНЫЕ черты тектоники докембрия континентов. - В кн.
Геология докембрия. Л., "Наука", 1972, с.60-68. (Междунар.геол.
конгр., XXIV сесс. Докл.сов.геол. Пробл.1). Авт.: КОСЫГИН Ю.А.,
БАШАРИН А.К., БЕРЗИН Н.А., и др.

68. О тектоническом районировании Северного Алжира. - "Изв.
АН Азерб.ССР. Сер.наук о Земле", 1973, № 2, с.48-53. Авт.: АХМЕ-
ДОВ О.М., ВОТАХ О.А., ГАСАНОВ А.Г. и др.

69. ОЧЕРК тектоники мезозоя Центрально-Азиатского пояса.
Новосибирск, "Наука", 1974, 79с. Авт.: БОГОЛЕПОВ К.В., БАШАРИ -
НА Н.П., ЕРМИКОВ В.Д., ЗАБЛОЦКИЙ Е.М.

70. ПАРФЕНОВ Л.М., ФРАДКИН Г.С. Нефтегазоносность докембрий-
ских отложений. - В кн.: Вопросы тектоники докембрия Евразии .
Владивосток, 1974, с.60-69.

71. ПЕТРОВ А.Ф., МОКШАНЦЕВ К.Б. ФРАДКИН Г.С. Тектоника и неф-
тегазоносность докембрийских отложений восточной части Сибирской

платформы. - Тр. IX сессии Научного Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока (тезисы доклада). Тюмень, 1975, с.85-87.

72. СОЛЯНАЯ тектоника Сибирской платформы. - Новосибирск, "Наука", 1973, 162с. (Тр.ИГиГ СО АН СССР, вып.65). Авт.: БОРО - ВИКОВ А.М., КОСЫГИН Ю.А., ФРАДКИН Г.С. и др.

73. СТРУКТУРНЫЕ связи континентов в докембрии. - "Геол. и геофиз.", 1973, № II, с.3-14. Авт.: БАШАРИН А.К., БЕРЗИН Н.А., БОРУКАЕВ Ч.Б. и др.

74. СТРУКТУРНЫЕ элементы типа срединных массивов в докембрии. - "Геол. и геофиз.", 1973, № IO, с.26-36. Авт.: БАШАРИН А.К., БОРУКАЕВ Ч.Б., МАТВЕЕВСКАЯ А.Л., ЧИКОВ Б.М.

75. ЧИКОВ Б.М. Срединные массивы мезозойд Тихоокеанского пояса и их типы. - В кн.: Мезозойский тектогенез. Магадан, 1971, с.143-149.

76. ЧИКОВ Б.М. Типы срединных массивов мезозойд Тихоокеанского пояса (опыт классификации). - "Геотектоника", 1971, № 5, с.78-88.

77. ЧИКОВ Б.М. Зоны глубинных разломов складчатых областей северо-восточной окраины Азии. - "Геол. и геофиз.", 1972, № 5, с.38-48.

78. ЧИКОВ Б.М. Срединные массивы и вопросы их выделения. - "Геол. и геофиз.", 1973, № IO, с.17-25.

79. ЧИКОВ Б.М. Проблема срединных массивов, современное состояние, направления исследования (хроника совещания). - "Геол. и геофиз.", 1974, № 7, с.169-170.

80. ЧИКОВ Б.М. Общие проблемы глубинного строения Земли, динамика и эволюция тектоносферы. - "Геол. и геофиз.", 1975, № 5, с.145-147.

81. ЧИКОВ Б.М. Структура юго-восточного обрамления Омолонского срединного массива. - "Геол. и геофиз.", 1975, № 9, с.131-135.

82. ЧИКОВ Б.М. Геосинклиальная и эпигеосинклиальная складчатая область (анализ понятий). - "Геол. и геофиз.", 1976, № 2, (в печати).

83. BOGOLEPOV K.V. Die Deuteroorogenese. - In: Stockwerkbau und Felderteilung. Potsdam, 1973, S.269-271. (Veröff.Zentral - inst.Physik der Erde, N 14, Teil I).

84. BOGOLEPOV K.V., CHIKOV B.M. Structural provinces of the ocean floors and principles of their identification. - "Int. geol. rev.", 1973, v.15, N 11, p.1272-1283.

85. BOGOLEPOV K.V., CHIKOV B.M. Main structural elements of the World's ocean floor. - "Pacific geology", 1975, N 9, p.17-32.

86. BORUKAYEV Ch.B., KOSYGIN Yu.A., PARFENOV L.M. Grundprinzipien zur Aufstellung der "Tektonischen Karte des Präkambriums der Kontinente" im Maßstab 1:15.000.000. - "Z. angewandte Geol.", 1972, Bd.18, N 6, S.253-258.

87. CHIKOV B.M. The chief characteristics of structure of median massifs of the Circum-Pacific orogenic belt. - "Pacific geology", 1972, N 5, p.81-87.

88. CHIKOV B.M. Zones of abyssal faults in folded regions on north-eastern margin of Asia. - "Int. geol. rev.", 1973, v.15, N 6, p.679-687.

89. CHIKOV B.M., YUNOV A.Yu., BELYAEV I.V. Structure of aquatorium of the Sea of Okhotsk and its relation to coastal folded complexes. - "Int. geol. rev.", 1971, v.13, N 2, p.224-233.

90. GENERAL features of Precambrian tectonics of continents. - In: Precambrian geology. Montreal, 1972, p.342-347. (Intern.Geol.Congr., XXIV sess., Canada, 1972, sect.1). Auth.: KOSYGIN Yu.A., BASHARIN A.K., BERZIN N.A. e.a.

91. MATVEEVSKAYA A.L. Einige Gesetzmäßigkeiten der Entwicklung von Geosynklinalgebieten am Beispiel variszischer Strukturen in Südsibirien. - In: Stockwerkbau und Felderteilung. Potsdam, 1973, S.519-533 (Veröff. Zentralinst. Physik der Erde, N 14).

92. MATVEEVSKAJA A.L., MÖBUS G. Zur vergleichenden Charakteristik der variszischen Strukturen Mitteleuropas und Südsibiriens (в печати).

93. VOTAKH O.A. Elemental tectonic complexes in the earth's crust and geologic formations. - "Int. geol. rev.", 1973, v.15, N 11, p.1246-1254.

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИИ

Введение

Проблема моделирования геологических структур впервые в широком плане была выдвинута в Сибири в 1962 г. в связи с организацией в Институте геологии и геофизики СО АН СССР лаборатории экспериментальной тектоники. Намеченное первоначально основное направление научных исследований лаборатории в этой области включило изучение не только самих геологических структур, но и процессов, непосредственно связанных с их образованием, а также их порождающих. В связи с этим были предприняты различные научно-организационные мероприятия.

Во-первых, были приложены усилия к организации работ по изучению деформаций горных пород в термодинамической обстановке, отвечающей глубинным зонам земной коры и верхней мантии, то-есть в условиях не только высоких давлений, но и высоких температур. Для этого потребовалась разработка специальных конструкций и различных методических приемов, а также изготовление аппаратуры для выполнения соответствующих экспериментов. Возможности создания такой аппаратуры обеспечивались наряду с усилиями сотрудников лаборатории также участием в этих работах КБ Института геологии и геофизики и Опытного завода СО АН СССР, что способствовало и даже стимулировало развертыванию необходимых конструктивных работ в лаборатории.

В итоге была изготовлена аппаратура, позволяющая проводить изучение деформаций горных пород в истинно гидростатической среде (полиэтилсилоксановая жидкость) при всестороннем давлении до 20 кбар и температуре 800°C, то-есть в условиях близких к тем, которые свойственны верхней мантии Земли. Помимо ряда публикаций

[69-71], полный отчет по конструктурской работе в этой области закончен в форме диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук ведущим конструктором лаборатории и автором установок, на которых осуществляются в настоящее время исследования Г.Д.Ушаковым.

Во-вторых, была развернута большая работа по разработке новых и усовершенствованию уже известных методов тектонического моделирования. Эта работа привела к созданию экспансионного и магнитного методов моделирования; предложенные методы позволяют вести эксперименты без применения штампов, чем устраняются краевые эффекты, осложняющие и искажающие результаты исследований, проводимых по обычной методике. Существенное развитие получил в работах лаборатории также фотоупругий метод моделирования тектонических напряжений. Этот метод был приложен к изучению рифтовых и концентрических структур и к иным объектам. Результаты исследований неоднократно публиковались в ряде статей, в частности в недавние годы [50-55] и др. . Сложная гамма разнообразных методов тектонического моделирования была привлечена также к исследованию системы Акташского надвига на Алтае, что позволило представить в текущем пятилетии обобщающий труд, защищенный в качестве диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук главным исполнителем работ по моделированию геологических структур П.М.Бондаренко [5].

В-третьих, был проведен подбор природных объектов для моделирования, что потребовало не только специальных литературных изысканий, но и организации работ по изучению таких объектов в полевых условиях. Эта группа исследований развертывалась в двух аспектах, определяемых общей задачей изучения связей тектонических процессов с вулканическими явлениями. Один из аспектов, весьма близкий к исследованию деформаций горных пород при высоких давлениях и температурах, был рассмотрен В.И.Громиным [14, 18, 19 и др.] на основе изучения малых структурных форм. Второй аспект отвечал задачам выяснения отношений между тектоникой и вулканизмом; он естественно охватил группу разнообразных вопросов, анализ которых потребовал изучения вулканических процессов, непосредственно связанных с тектоникой [7, 8, 9, 28, 35, 37] и др.

Опираясь на такое изучение и на опыт исследований, проведенных в предшествующие годы, сотрудники лаборатории разработали

новое научное направление в системе наук о Земле, — палеовулканологическое, получившее по их инициативе название палеовулканологии. Сформированное в недрах Института геологии и геофизики СО АН СССР, это новое научное направление получило признание в настоящее время не только у нас в стране, но и за рубежом. По инициативе сотрудников лаборатории было создано, в частности, уже два Всесоюзных палеовулканологических симпозиума — в Москве в 1973 г. и в Петрозаводске в 1975 г. Результаты исследований в области палеовулканологии изложены в ряде статей и в обобщающем труде, обосновывающем данное направление (41, 44-49 и др.).

Суммируя общий очерк работ последнего пятилетия, естественно выдвинуть некоторые положения, определяющие внутреннюю связь между различными направлениями исследований, проводимых в лаборатории. Известно, что глубинные процессы, протекающие в недрах земной коры и в верхней мантии Земли, сопровождаются пластическим течением вещества, и что вследствие значительного прогрева земных недр возникающие пластические массы приобретают подвижность, тем большую, чем выше температура. Вследствие этого Г.Клоос, например, называл в свое время магматизм тектоникой высоко подвижного вещества. Соответственно, выдвигая задачу исследования тектонических процессов, протекающих в верхней мантии Земли, где зарождаются, как сейчас мы ясно себе представляем, эти процессы, необходимо ставить перед тектоническими экспериментами цели изучения не только обычных моделей из так называемых эквивалентных материалов, но также и деформаций, испытываемых горными породами, непосредственно слагающими геологические структуры. При этом следует учитывать двоякую роль опытов по деформации горных пород в условиях высоких давлений и температур. С одной стороны, подобные эксперименты позволяют изучать особенности реальной деформации горных пород в обстановке, отвечающей условиям верхней мантии Земли; с другой стороны, происходящие в процессе деформации более или менее сложные структурные преобразования пород могут служить эталоном, моделью геологических структур, возникающих в естественных условиях в земных недрах. Тем самым намечается реальная связь исследования деформации горных пород в обстановке высоких давлений и температур, прежде всего, с изучением малых структурных форм, сравнение которых с деформационными структурами горных пород можно проводить наиболее строго. Однако, эксперименты по деформации

горных пород в такой обстановке позволяют, кроме того, определить условия и формы перемещения высоко-пластического материала, образующегося при деформации, то-есть, в сущности, под влиянием тектонических процессов. Так устанавливается прямой переход от подобных экспериментов к проблеме возникновения в определенных условиях магмы, иначе говоря к проблемам вулканизма в широком понимании этого слова.

В итоге появляется дополнительно особый интерес к созданию экспериментальных установок для деформации горных пород в условиях не только высокого давления, но также и высоких температур, близких к температуре плавления магмы. Полученные в нашей лаборатории параметры еще не достигают этого уровня, но во всяком случае подготавливают соответствующие возможности в таком плане. Экспериментальные работы данного типа близки к исследованиям, направленным на выяснение связей тектонических процессов с вулканическими явлениями, поэтому естественно, что изучение проблемы деформации горных пород в обстановке, отвечающей большим глубинам Земли, неизбежно приводит к всестороннему анализу взаимосвязей тектоники и вулканизма и выявлению процессов, обуславливающих непосредственное взаимодействие тектонических и вулканических процессов в земных недрах.

В представленном далее тексте рассматриваются, соответственно, следующие главные итоговые разделы работы лаборатории: 1. Тектоническое моделирование, 2. Исследование деформационных свойств горных пород при высоких давлениях и температурах, 3. Малые структурные формы, 4. Палеовулканологические исследования: а) основные черты пространственного и структурного размещения нижнепалеозойского вулканизма, б) палеовулканологические исследования за рубежом.

ТЕКТОНИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

В общей системе проведенных в лаборатории экспериментов по моделированию геологических структур важное место занимает исследование Сибирских объектов. Примером может служить, в частности, экспериментальное изучение рифтовых впадин Байкальской системы и Акташских надвигов Горного Алтая, структур принадлежащих классическому ряду. Их моделирование в целях выяснения механизма образования несомненно имеет общее значение. Наряду с этим моделиро-

вались перспективные в практическом отношении канцентрические (кольцевые) структуры, а также иные типы тектонических образований, как, например, Пачелмский прогиб и другие.

В процессе исследования применялись различные методические подходы, позволяющие разработать некоторые оригинальные приемы работ и предложить новые методы, опирающиеся на использование расширяющихся материалов и магнитных порошков (экспансионный и магнитный методы). Об этом сообщалось ранее в ряде публикаций, краткий обзор которых был представлен на Советании в Тбилиси [66] и в материалах Международного Геологического Конгресса [59]. Новым в методическом плане является также разработанный в текущем пятилетии метод моделирования конседиментационных структур [5], способствовавший выявлению своеобразных черт развития надвигов в уплотненных осадках, что существенно меняет сложившиеся к настоящему времени представления о малой вероятности образования этих структур в толщах рыхлых осадков.

В целом комплексное изучение моделируемых объектов в текущем пятилетии было сосредоточено на двух структурных типах: канцентрических системах и разломно-надвиговых ассоциациях.

Канцентрические структуры

Изучение данного типа структур было осуществлено экспериментальными методами в сочетании с полевыми исследованиями и анализом весьма разнообразных литературных материалов. Наиболее эффективным в применении к исследованию этого типа структур оказался фотоупругий метод, однако полное представление о механизме их образования, как выяснилось, требует привлечения также других методических приемов, опирающихся на использование и иных эквивалентных материалов.

В связи с необходимостью четкой постановки задачи моделирования оказалось необходимым дать определение рассматриваемому ряду структур и провести их общую систематику. Соответственно, к канцентрическим структурам были отнесены, во-первых, разнообразные куполы, преимущественно соляные, а также штамповые складки платформ, во-вторых, кольцевые интрузии с вертикальными или наклонными (внутри или наружу), дугообразно изогнутыми или замкнутыми элементами строения, в-третьих, резко выраженные в рельефе округлые впадины, называемые кратерами, кальдерами или маарами

и, наконец, обычные вулканические конусы (в том числе и грязевые) и трубки. Общность этих внешне, как кажется, весьма разнообразных структур определяется свойственной им центральной симметрией при округлом поперечном сечении и концентрическим в плане строением. Все эти признаки рашматриваемого типа структур выразительно указывают на известную общность механизма их образования. Свойственное им строение подчеркивает значение усилий, действовавших в период образования этих структур, и свидетельствует о том, что совокупность таких усилий может быть заменена некоторой равнодействующей, направленной вдоль оси структуры снизу вверх или в обратном направлении.

По способу образования среди концентрических структур можно выделить по крайней мере две обширные группы в зависимости от того, возникли они под влиянием импульсного приложения нагрузки или представляют результат длительной деформации под влиянием более или менее непрерывного воздействия приложенных усилий. Кроме того, эти структуры могут быть разделены на основе фазовых различий среды, через которую передавались усилия во время их образования.

К первой группе относятся метеоритные кратеры и астроблемы, эксплозионные кальдеры (которые, по-видимому, редки) и такого же типа кратеры. Ко второй группе — соляные куполы, конические пласты и кольцевые дайки (вертикальные и наклонные). Различия между структурами второй группы определяются тем, что в соляных куполах усилия передаются через твердую среду, а конические пласты, кольцевые дайки и другие им подобные тела возникают в условиях передачи воздействия через жидкость (магму и т.п.).

Экспериментальное исследование, проведенное в лаборатории, было направлено на изучение механизма образования структур второй группы, образующихся в результате длительного воздействия усилий, передаваемых через гидростатическую среду. Эти структуры отличаются еще и тем, что в процессе их формирования жидкость сравнительно свободно мигрирует, заполняя трещины растяжения.

Хорошо известно, что в 1924 г. Э.Андерсон предложил идеальную схему концентрического расположения кольцевых даек и конических слоев в структурах Шотландии, а позднее для объяснения механизма их образования рассчитал поле напряжений над магмати-

ческим куполом (Anderson, 1935-1936).¹⁾ На протяжении многих десятилетий концепция Андерсона поддерживалась единодушно всеми исследователями, изучившими такого типа структуры. Однако понемногу стал возникать известный скепсис по отношению к этим построениям. Отмечалась сложность структур, наблюдаемых в природных условиях, отсутствие экспериментального подтверждения расчетов; выдвигались и другие критические соображения. Наконец, Г. Робсон и Г. Бэр²⁾ вообще предложили расчет, совершенно не согласующийся с концепцией Андерсона; в их построениях получилось, в сущности, обратное по отношению к этой концепции взаимное расположение трещин сжатия и растяжения. Таким образом, сложилась обстановка, в которой полностью оказалась утраченной первоначальная ясность представлений о механизме образования концентрических структур рассматриваемого типа. В таких условиях экспериментальное исследование проблемы оказалось совершенно необходимым. Поставленные опыты должны были решить следующие задачи: 1. Выяснить, каким способом можно получить модель, сопровождаемую полем напряжения, определяющим размещение концентрических структур над магматическим очагом, 2. Установить, как это поле меняется под влиянием варьирующих усилий со стороны жидкости (в природе - магмы), 3. Определить роль напряжений и гравитационных сил, создающих предварительно напряженное состояние среды, на деформацию возникающего поля напряжений.

Опыты проводились в пластинах толщиной 50 мм, изготовленных из желатина-глицериновой массы с концентрацией желатина 15%.

Пластины, помещенные в бокс с прозрачными стенками, размером 95x170x50 мм, имитировали изотропную среду, в которой происходила деформация. Модель магматической камеры представлял сферический резиновый баллон, раздувавшийся до 30 мм в поперечнике, заполненный водой или воздухом. В таких условиях расширение

^{1/} Anderson E.M. The dynamics of the Formation of the cones-heets, ring-dykes and cauldron-subsidences. - Proc. Roy. Edinburgh, 1935-1936, v.56, pt.2, pp.128-157.

^{2/} Robson G.R., Barr K.G. The effect of stress on faulting and minor intrusions in the vicinity of a magma body. - „Bull.volc.“, 1964, v.27, p.315-330.

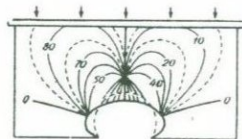
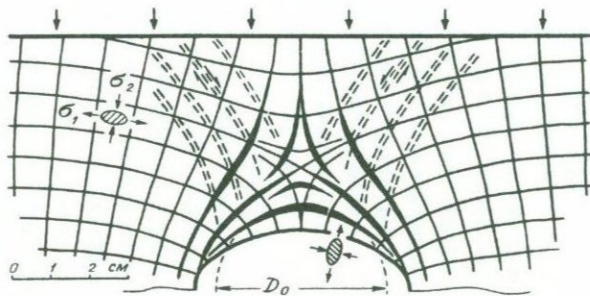
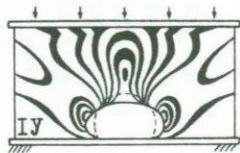
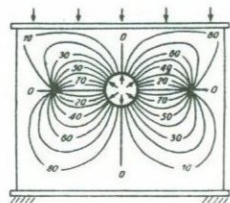
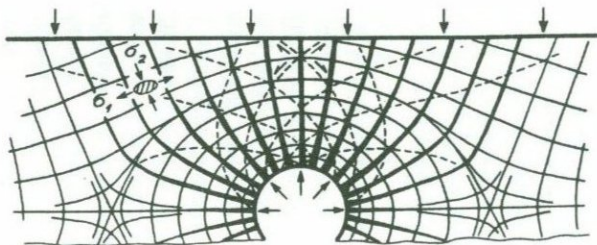
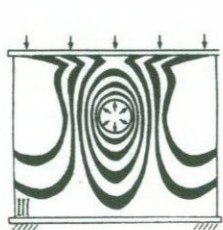
баллона, расположенного внутри оптически активного материала, вызывало в поляризованном свете появление системы изохроматических полос, анализируя которые можно было строго определить размещение траекторий нормальных и скальвающих напряжений над его апикальной частью.

Для случая, при котором не учитывались ни гравитационные эффекты, ни влияние предварительного напряженного состояния среды, особенности размещения изохром и изоклин в процессе последовательно сменяющихся расширений и сокращений баллона сохранялись неизменными, хотя с увеличением давления изохромы, естественно, увеличивались, а при снижении — уменьшались в числе (рис. I). Траектории нормальных напряжений, как выяснилось в процессе эксперимента, образовали вокруг баллона (очаг расширения) систему концентрических и радиально расположенных линий. Траектории касательных напряжений имели вид расходящихся дугообразных кривых. В целом, распределение напряжений отвечало рассчитанной Андерсоном схеме, но с некоторыми отличиями. Так, например, оказалось, что выполаживание радиальных траекторий наблюдается в модели не только вдали от очага расширения, где механическое воздействие его на окружающую среду существенно ослаблено, но и повсеместно над этим очагом.

В процессе моделирования было выяснено, что уменьшение очага до размеров, меньших первоначального, при котором материал сохранял изотропные оптические свойства, приводит к смене ориентировки сжимающих и растягивающих усилий в поле нормальных напряжений, что соответствует реальной смене соотношений между внутренним давлением магматического очага и давлением колонны пород, залегающих над ним. При внутреннем давлении меньшем внешнего происходит закрытие системы конических трещин поля нормальных напряжений, создаются потенциальные возможности для расщепления вдоль сферической поверхности того же поля и реализуются скальвающие напряжения, способствующие обрушению отдельных блоков кровли в очаг. Соотношения, таким образом, оказываются обратными по отношению к тем, которые возникают при расширении очага.

Экспериментальное изучение влияния внешней нагрузки на вмещающую среду, позволило получить ряд новых данных. В модели, в которой нагружение осуществлялось вдоль ее верхнего края, вследствие чего создавалось предварительное напряженное состояние сре-

А - схема нагружения моделей и картины изохром в них; Б - траектории нормальных (сплошные линии) и касательных (штриховые линии) напряжений; В - размещение изоклин в моделях. Стрелками показано увеличение или уменьшение размеров камеры относительно первоначального ее диаметра d_0 . Возможные разрывы показаны утолщенными линиями, возможные сколы - сдвоенными штриховыми линиями.



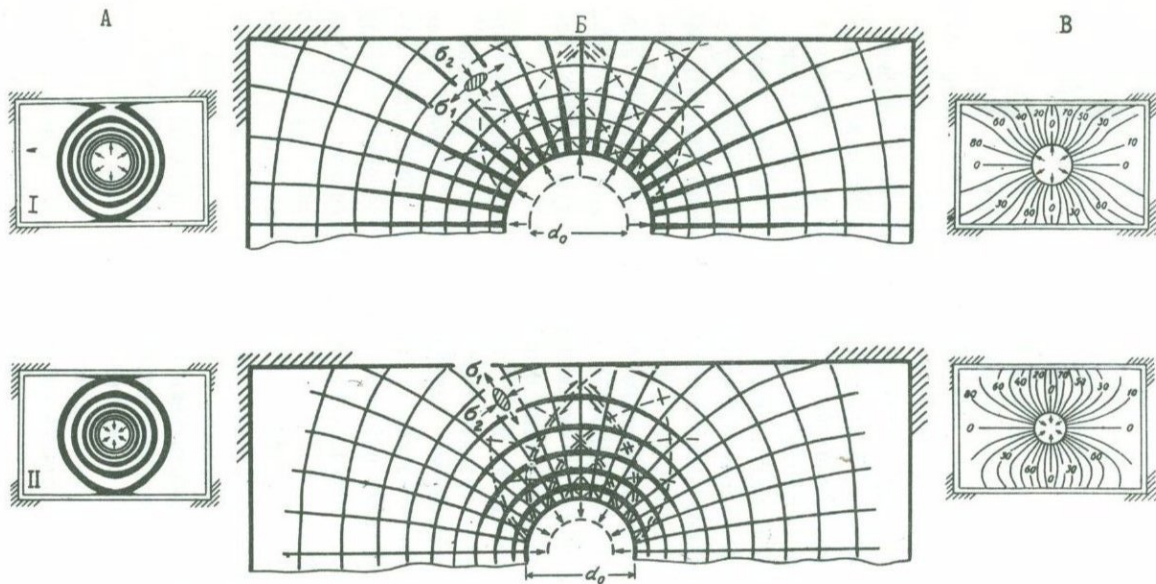


Рис. 1 Распределение напряжений и возможные направления разрывов и сколов над камерой, оказывающей давление на фотоупругий материал. Эксперимент.

I, II - деформация без участия внешней (в т.ч. гравитационной) нагрузки при возрастающем (I) и убывающем (II) давлении в камере;

III, IV - деформация с участием внешней нагрузки при возрастающем (III) и нулевом (IV) давлении в камере.

ды, изохромы образовали вокруг очага систему эллипсов, а не правильных концентрических окружностей. Главная ось эллипсов была ориентирована параллельно внешнему давлению. Близ нагруженного края модели изохромы распадались на две группы, расположенные симметрично относительно вертикальной оси, тогда как на противоположной стороне они сохраняли свою обычную замкнутую форму. С увеличением внешнего давления, по расположению изоклин и их замыканию по обе стороны от центра, как выяснилось в процессе моделирования, устанавливается появление симметричного расположения двух изотропных точек, в которых силы сжатия и растяжения уравниваются. Положение изотропных точек определило границы распространения по горизонтали концентрически радиального поля напряжений вокруг очага расширения в пределах поля напряжений, вызванного внешней нагрузкой. С увеличением внешнего давления изотропные точки приближались к вертикальной оси, а с увеличением внутреннего давления они расходились тем дальше, чем было большим это давление.

При значительном понижении внутреннего давления по сравнению с внешним начиналась деформация камеры, вследствие чего поле напряжений вокруг полости, не поддерживаемой внутренним давлением, приобретало своеобразный облик. В поле изохром появилась одна изотропная точка, расположенная над сводом полости. Ее местоположение определялось размещением областей растяжения и сжатия: выше точки распространялась область сжатия, ниже — область растяжения, сосредоточенная прямо над сводом полости. Соответствующие изменения характеризовали и размещение касательных напряжений. Все эти изменения сближали возникшую систему траекторий нормальных и касательных напряжений с аналогичной системой, образующейся над кровлей горных выработок, туннелей и т.п. подземных сооружений в связи с гравитационной нагрузкой.

Проведенные эксперименты показали, что в таких условиях в начальных стадиях нагружения возможно образование трещин растяжения только в ограниченной области, непосредственно примыкающей к своду камеры. Вдали от свода и ближе к поверхности образование трещин становится мало вероятным, и это подчеркивается характерным расположением нормальных напряжений, отвечающих сжатию и выполняющихся по мере удаления от камеры. В подобных условиях

могут реализовываться сколы, выраженные на поверхности круто наклоненными от центра разломами, вызывающими как бы задавливание ими блоков в камеру, неспособную выдержать давление с их стороны вследствие дефицита внутреннего давления. В результате при спаде внутреннего давления, до значений, существенно меньших, чем гравитационная нагрузка, происходит процесс обрушения сводов, предполагаемый Х. Вильямсом для кальдер, М. Биллингсом и Дж. Робертсом для колоколообразных интрузий и т.д.

Подводя итог проведенному экспериментальному изучению рассмотренного типа концентрических структур можно обратить внимание на некоторые важнейшие результаты исследований. Становится очевидным, что на основе моделирования посредством применения оптически-активных материалов можно достаточно строго представить картину поля напряжений, ориентирующую в основных закономерностях размещения нормальных и касательных напряжений в заданных условиях. Это позволяет использовать полученные данные для интерпретации природных явлений. В данном случае, когда речь идет о концентрических структурах, экспериментами однозначно подтверждается правильность построений, предложенных ранее Э. Андерсоном, хотя они и нуждаются в уточнениях. Одновременно следует отметить, что построения Г. Робсона и Г. Бэра, которые в недавнее время привлекли внимание многих исследователей, находятся с этими опытами в противоречии. Любопытно, что уже после завершения наших опытов и публикации важнейших полученных результатов схема названных исследователей подверглась критике и с точки зрения анализа механико-математических положений, привлеченных ими для обоснования своей концепции.

Проведенные опыты позволяют, кроме того, оценить влияние гравитационного поля и предварительно напряженного состояния среды (регионального поля напряжения) на распределение трещин растяжения, открывающих путь для магматических расплавов, поднимающихся к поверхности.

Заслуживает особого внимания затруднения, с которыми встречаются построения Андерсона при объяснении вертикальных кольцевых даек. Опираясь на результаты наших экспериментов и анализ имеющихся в настоящее время основных данных, характеризующих такие структуры, можно предложить толкование их происхождения на основе иных принципов. Для объяснения малого размера вертикаль-

ных кольцевых структур (до 300-500 м в поперечнике) может быть приложена концепция газового плавления, рассмотренная ранее Р. Дэли и дополненная Б. Эшером. Для крупных же аналогичных структур, с поперечником свыше 1500 м и достигающим десятков километров, на основе экспериментов с оптически-активными материалами, а также эквивалентными материалами, рисуется совсем иная картина механизма образования.

Предлагаемая концепция, частично подтвержденная экспериментальными данными, включает представление о трех фазах образования таких структур. Первая фаза связана с распространением на определенной глубине магматического расплава в горизонтальном направлении от некоторого центра более или менее равномерно в стороны, вследствие чего горизонтальный срез интрузии приобретает либо округлые, либо сравнительно сложные очертания. Вторая фаза определяется образованием ослабленной зоны над магматическим очагом, имеющим горизонтальную кровлю. Появление ослабленной зоны вызвано уменьшением поддержки в основании обширного цилиндра горных пород, расположенного над подобным магматическим очагом. Третья фаза выражена внедрением магматического расплава в ослабленную зону, следующую вдоль края цилиндра, где вероятно, формировалась вертикально расположенная зона, состоящая из диагонально ориентированных трещин скалывания. Таким образом, возникает обширная кольцевая структура с дайковым магматическим заполнением вдоль ее краев и с вертикальным расположением дайкового кольца или системы колец.

Образование такого цилиндра из горных пород, опущенного в центре структуры вдоль вертикальных стенок, и размеры его зависят, как можно полагать, от глубины залегания магматического очага, обладавшего плоской кровлей (с увеличением глубины размеры его становятся большими), от прочности горной массы, то-есть от сил сцепления между элементами строения цилиндрического блока земной коры, а также от разности плотностей между тяжелыми породами этого блока и подстилающими его более легкими магматическими массами. В целом, такая кольцевая структура представляет собой, в сущности, концентрический грабен, возникающий над магматическим очагом с плоской кровлей. Очертания подобного грабена в определенной мере зависят от морфологии магматического очага, распространяющегося в недрах Земли в различных направле-

ниях в соответствии с особенностями геологического строения конкретного региона.

Разломно-надвиговые ассоциации

Системы надвигов и разломов изучались экспериментальными методами на примере Акташских структур Горного Алтая. Значение этих структур, представляющих один из наиболее сложных и в то же время хорошо изученных участков Курайской тектонической зоны, двоякое. В практическом отношении они исключительно интересны, так как их сопровождает промышленное ртутное оруденение. Не менее важны они в теоретическом плане, поскольку демонстрируют классический тип сложной системы надвигов и разломов, заложившихся в палеозое и длительно развивавшихся (они активизированы и неотектоническими процессами), разнообразных по морфологии и по способу заложения. Разносторонние, в том числе экспериментальные исследования Акташской системы надвигов и разломов приобретают тем большее значение, что они вообще расширяют наши представления о происхождении сколовых деформаций и особенностях морфологического их проявления.

Существенное значение выбора Акташской системы структур как объекта моделирования определяется еще и тем, что эта система на протяжении десятков лет очень детально изучалась производственной организацией при активном участии нынешнего сотрудника лаборатории П.М.Бондаренко. Таким образом, к моделированию был привлечен объект, тщательно изученный экспериментатором в полевой обстановке, что немаловажно для успеха тектонического моделирования.

Главным результатом экспериментального исследования Акташской разломно-надвиговой ассоциации в текущем пятилетии, помимо подготовки обобщающей сводки [5], следует считать разработку на этом примере метода моделирования конседиментационных структур, ранее не применявшегося, по-видимому, никем из экспериментаторов, что определяет новизну и оригинальность этого метода.

Конседиментационным методом моделировались надвиговые сколы, принадлежащие ряду наиболее типичных структур Акташской системы, возникших вследствие продольного сжатия многослойных толщ. Опыты проводились таким образом, что в специальной камере с прозрачными стенками из плексиглаза, размером 50x15 см при толщине 0,7 см, в водной среде периодически осаждались разнородные мелкозернистые

и порошкообразные песчано-глинистые и глинистые материалы, за счет которых в камере постепенно накапливались тонкослоистая серия осадков. По мере образования слои подвергались сжатию, вследствие чего в каждый момент времени деформировались слои различные по "возрасту" и характеру предшествующей деформации. Общая длительность эксперимента достигала 60 дней.

Принятые в эксперименте скорости и интервалы продвижения штампов, сжимающих слои, определялись длительностью осаждения каждого очередного слоя и соответствовали примерно 0,1-1,0 мм в минуту. Конечная модель состояла из 50-ти слоев.

В процессе эксперимента выявилось увеличение мощности первых 4-8 слоев при сжатии их в продольном напряжении соответствующими штампами, ограничивающими камеру с двух сторон (рис. 2). Одновременно в нижних слоях возникали отдельные складки. В дальнейшем на крыльях складок зарождались плоскости скола, растущие от ядер складок и постепенно захватывающие все более высокие слои модели.

С появлением сколов формирование складок в нижних слоях приостанавливалось. Прекращался также рост складок в верхней пачке слоев, сохранивших горизонтальное положение и подвергавшихся деформации исключительно путем скалывания. В итоге первоначальная складка, возникающая вследствие продольного изгиба, перерождалась в типичную складку скалывания. Образующиеся сколы располагались в процессе деформации слоистой толщи в виде двух диагональных систем, наклоненных встречно под углом, варьирующим от 40° до 60° , но обычно одно из направлений оказывалось господствующим. В целом же становится очевидным, что совершенно неконсолидированная слоистая масса осадков при сильном сжатии (до 40%) деформируется как однородное тело.

Происходит как бы "гомогенизация" толщи, в связи с чем распределение напряжений в ней, судя по расположению диагональных систем сколовых поверхностей, приобретает характерные черты, свойственные известным случаям деформации однородных тел. Полученные данные представляются весьма важными, так как одним из доводов, привлекаемых для скептических высказываний в адрес экспериментов, в которых используются однородные материалы, обычно служит утверждением о том, что в природе наблюдается гетерогенное строение геологических объектов, и что поэтому моделирование их на основе

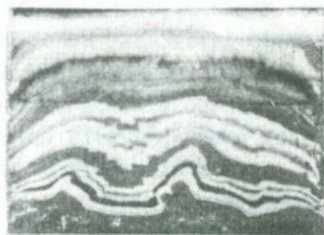
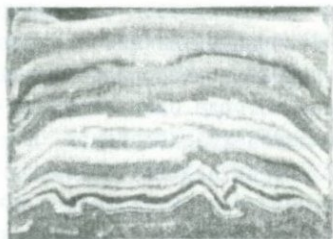
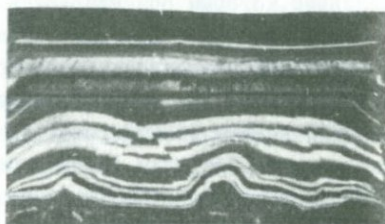
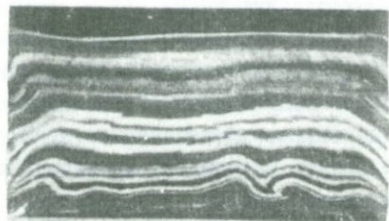
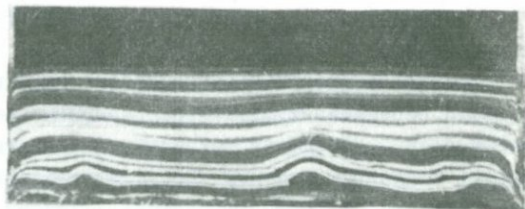


Рис. 2. Деформация слоистой толщи при сжатии вдоль напластования в процессе отложения новых слоев в водной среде. Образование сколовых поверхностей надвигового типа в верхней пачке слоёв. Перерождение складок изгиба с увеличением степени сжатия в складки скалывания.

Темные слои - глинистый, песчано-глинистый материал
Светлые слои - белая глина, известняковый буровой шлам.

применения гомогенных материалов несостоятельно. После проведенных опытов можно считать доказанной возможность моделирования в определенных условиях сложно построенных объектов именно такими материалами.

Крайней степенью подобной "гомогенизации" слоистой модели является переориентировка структурных направлений и появление пластических деформаций течения в плоскости перпендикулярной оси сжатия. Тенденция к этому прослеживается в изученных моделях по выполаживанию нарушений в верхней их части и образованию надвигов в связи с ростом центральной антиклинали, а также по образованию в ядре этой складки почти вертикальных зон скалывания, параллельно которым ориентируются будинированные зоны.

В комплексе с другими опытами и экспериментальными данными по Акташской разломно-надвиговой системе, и с учетом проведенных полевых наблюдений, можно утверждать, что выявленные особенности развития этой системы имеют важное не только теоретическое, но и практическое значение, так как способствуют определению условий локализации рудного оруденения. Как показывают полевые наблюдения, в полном согласии с данными экспериментов, в пределах рудоносного пояса Курайской тектонической зоны вовлечены не только собственно Акташский, но и более поздние, располагающиеся ниже него надвиги, образующие ряд пологонаклоненных поверхностей способных экранировать рудоносные растворы. Отсюда следует вывод о возможной многоярусности оруденения, связанного с системой надвигов. Это особенно подчеркивает важную роль пологих поверхностей скольжения, осложняющих складчатую структуру надвигового крыла, а также системы диагональных нарушений, возникших вследствие сдвиговых перемещений вдоль поверхностей надвигания, в распределении оруденения в межнадвиговом пространстве и в создании структур типа "рудных капканов".

Все это дает основание отнести южную часть Акташского узла, где в зоне рудоносного разлома развита система разнообразных надвигов и сосредоточено большинство рудных участков, к числу наиболее перспективных площадей, противопоставляя ее северной части того же узла; в последнем развита система древних разломов северо-западного простирания, контролирующая рассеянное оруденение на участках, подвергавшихся позднему обновлению. Новые критерии оценки современных масштабов рудных зон получены в свя-

зи с выявлением широкого распространения в Акташской тектонической системе послерудных неотектонических дислокаций (Акташский грабен, Четвертичный надвиг).

Подводя общий итог экспериментальным и полевым работам, связанным с изучением Акташской разломно-надвиговой системы, следует подчеркнуть, что вся эта система представляет обширную зону скальвания, образование которой являлось, по-видимому, частью общего процесса расчленения территории на отдельные блоки в завершающей стадии смятия нижнепалеозойских толщ. Поверхность собственно Акташского надвига является центральным сместителем этой зоны. Образование зоны скальвания на участках флексуобразного изгиба между Акташским горстом и Курайским прогибом и формирование поверхности Акташского надвига из разобщенных склоров, осложняющих мелкие складки в этой зоне скальвания, представляют разномасштабные проявления единого механизма, сопровождавшего разные стадии развития складчатых структур, возникающих вследствие продольного сжатия слоистых комплексов.

Физическая реальность механизма образования пологих поверхностей скальвания, подобных Акташскому надвигу, путем сжатия слоистых толщ параллельно напластованию, подтверждается, как мы видели, результатами экспериментального изучения моделей слоистых толщ.

ИССЛЕДОВАНИЕ ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГОРНЫХ ПОРОД ПРИ ВЫСОКИХ ДАВЛЕНИЯХ И ТЕМПЕРАТУРАХ

Исследования деформационных свойств пород при высоких термодинамических параметрах в лаборатории экспериментальной тектоники проводятся с момента ее образования. Выбор такой тематики был продиктован ее важностью для познания глубинных тектонических процессов, которые пока не доступны непосредственному наблюдению. Эксперименты с естественными породами при высоких давлениях и температурах имеют большое значение для разработки теории деформации горных пород и образования тектонических структур, а также для решения практических задач, связанных с поиском и разведкой залежей полезных ископаемых, прогнозом землетрясений, строительством глубоких подземных сооружений.

На первом этапе деятельности лаборатории применялись установки, в которых в качестве среды, передающей давление, служили

Только твердые материалы, что снижало точность измерений различных величин, в том числе давления и деформации. В истекшем пятилетии основные усилия сотрудников лаборатории были направлены на создание нового гидростатического аппарата и совершенствование методики проведения опытов с целью получения точных количественных данных по деформации горных пород. Ниже излагаются главные результаты как в области конструирования и изготовления аппаратуры, так и в части проведения на ней опытов по деформации горных пород. Для испытания были выбраны главным образом ультраосновные и основные породы, которые, по существующим представлениям, слагают глубинные зоны земной коры и верхней мантии.

Новый гидростатический аппарат системы плавающий цилиндр-поршень

Анализ опубликованных материалов привел к выводу, что существующие аппараты высокого давления не пригодны для тех исследований деформационных свойств горных пород, которые направлены на решение современных тектонических задач. Тем самым была установлена необходимость создания нового аппарата, который позволил бы изучать достаточно крупные образцы пород в гидростатической среде при давлениях до 15-20 кбар, температуре до 800-1000⁰, при возможности точной регистрации ориентированного и всестороннего давлений, температуры, продольной и поперечной деформации образца. Поэтому в лаборатории были проведены специальные технические исследования, направленные на создание необходимого аппарата. В результате удалось сконструировать, изготовить и ввести в эксплуатацию новую оригинальную установку высокого давления системы плавающий цилиндр-поршень. По техническим параметрам и универсальности этот аппарат значительно отличается от существующих аппаратов. Он позволяет в широком диапазоне моделировать физические условия земной коры и верхней мантии и проводить испытания горных пород при неравномерном поле нагрузжений с одновременной регистрацией комплекса физико-механических характеристик. На рис. 3 представлена схема указанного аппарата. Он сконструирован по принципу автономных блоков, включающих в себя нагрузочный блок, блок высокого давления, гидравлический съёмник и гидравлический привод. Такая компоновка аппарата позволяет использовать взаимозаменяемые блоки высокого давления с различными объемами камер,

что делает аппарат универсальным. Нагрузочный блок аппарата сконструирован в виде четырехколонного пресса, содержащего нижнюю I и верхнюю I3 траверсы. В верхней траверсе заключены силовые цилиндры бокового I2 и осевого нагружения. Траверсы скреплены четырьмя колоннами 3 и представляют собой жесткую раму. На плите нижней траверсы размещается блок высокого давления, который содержит затвор 4, гидropодъемник 2, плавающий контейнер 5, состоящий из оправки, ступенчатого цилиндра и нагрузочного

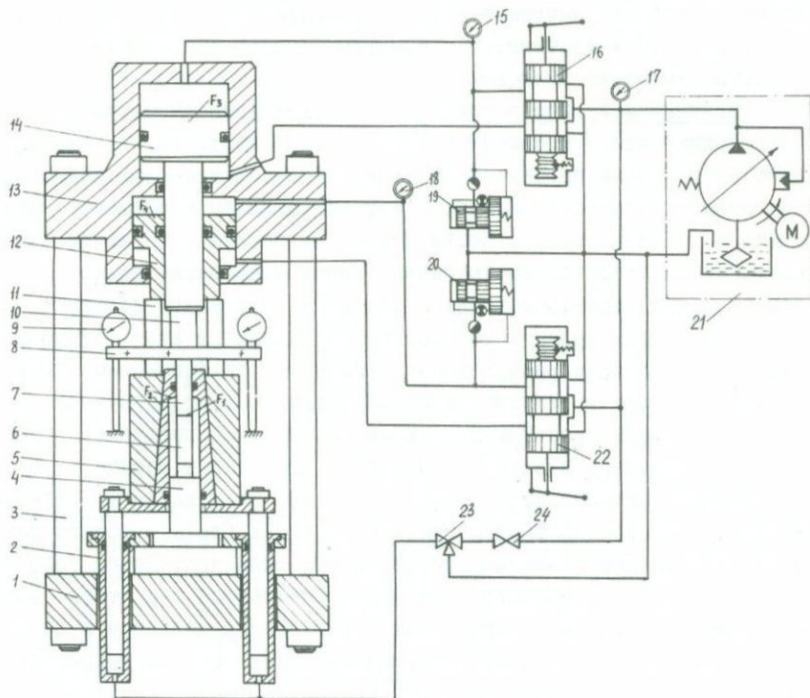


Рис. 3. Схема гидростатического аппарата высокого давления системы плавающий цилиндр - поршень. F_1, F_3, F_4 - рабочие площади поршней в поперечном сечении, F_2 - площадка заплечика

поршня 7. В рабочей камере между поршнем и конусом затвора заключен образец 6. Поршень и конус при помощи двух коромысел 8, штанг (на рис. не показано) и измерителей деформации 9 связаны между собой. Связь блока высокого давления с поршнями нагрузочного блока осуществляется через съемные опорные полукольца II и измеритель осевой нагрузки, который одновременно является компенсатором хода поршней нагрузочного блока. Гидравлический съемник 2 имеет две тарелки и два цилиндра и устанавливается на затворе 4 блока высокого давления. Гидравлический привод содержит механический регулируемый насос 2, распределители I6 и 22, манометры I5, I7 и I8, запорный 24 и трехходовой 25 вентили и регулируемые дроссели I9 и 20.

Принцип действия аппарата. При нагнетании жидкости в рабочие верхние полости силовых цилиндров поршни, двигаясь, перемещают нагрузочный поршень и контейнер блока высокого давления. При этом ступенчатый цилиндр и поршень сжимают запираемую жидкость в рабочей камере. После замыкания поршня с образцом жидкость в кольцевом объеме рабочей камеры сжимается только ступенчатым цилиндром, обеспечивая необходимое боковое давление в процессе опыта. Поршнем же осевого нагружения в этом случае создается дифференциальное давление. Манипулируя давлением нагнетаемой жидкости в силовых цилиндрах, обеспечивают нагружение образца трехосным неравным давлением по заданной программе. Постоянство бокового давления в процессе деформации образца осуществляется автоматически соответствующей гидравлической связью рабочих площадок поршней нагрузочного блока, блока высокого давления и площадки заплечика ступенчатого цилиндра. Кроме того, сечение площадки ступенчатого цилиндра выбирается так, чтобы возникающие давления на сопрягаемых поверхностях цилиндра и оправки не вызывали остаточной деформации. Таким образом гидростатический аппарат системы плавающий цилиндр-поршень отличается тем, что в нем всестороннее и дифференциальное давление генерируется блоком высокого давления. Это позволяет значительно упростить конструкцию аппарата и его обслуживание.

Известно, что наличие одной только аппаратуры высокого давления еще не решает полностью все вопросы, связанные с исследованием деформационных свойств горных пород при высоких термодинамических параметрах. Для успешного проведения такого рода опытов

экспериментатору необходимо решать такие сложные вопросы как изоляция образца от среды, передающей давление, нагрев образца в герметичной камере малого объема, ввод в рабочую камеру большого числа датчиков-преобразователей для регистрации физических и механических величин. При решении этих вопросов были разработаны следующие новые элементы конструкции: 1) тара для герметизации образцов от среды, передающей давление, 2) электрический нагреватель петельчатого типа для создания высокой температуры в герметической камере малого объема, 3) ввод в рабочую камеру большого количества изолированных друг от друга электрических проводов, 4) устройство для испытания сухих образцов на сжатие и растяжение, и образцов с независимым поровым давлением. Образцы для опытов приготавливались в виде цилиндров диаметром 16 мм и высотой 35 мм с соблюдением высокой чистоты поверхности. Нагружение образцов производилось преимущественно по схеме сжатия ($\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$) и растяжения ($\sigma_1 < \sigma_2 = \sigma_3$).

Испытание оливинсодержащего энстатитита на сжатие

Оливинсодержащий энстатитит (содержание энстатитита 90-95%, оливина 5-10%, плотность $3,24 \text{ г/см}^3$, прочность при одноосном сжатии 1150 кг/см^2) взят из скважины в районе Мончегорска с глубины 725 м. Опыты на сжатие проводились в условиях всесторонних давлений 2000, 3000, 5000 и 10 000 кг/см^2 при температурах 25, 300 и 500°C. Получены количественные данные о предельных состояниях, представленные на диаграммах напряжение-деформация (рис. 4), которые наглядно показывают влияние давления на предел прочности и пластичности породы. Переход из упругого состояния в пластическое во всех опытах происходил при деформации 1-2%. В процессе эксперимента образцы разрушались скалыванием в виде сдвига или пластически текли, и цилиндрический образец приобретал боченкообразную форму. Хрупкое разрушение образцов происходило, как правило, при всесторонних давлениях 2000 кг/см^2 и температуре 25°C (кривая 1), при этом на кривой после максимума наблюдалось падение дифференциальной нагрузки до величины, обусловленной трением на плоскостях сдвиговых поверхностей образца. При повышенных температурах падение напряжения не наблюдалось (кривые 2 и 3). С повышением всестороннего давления падение дифференциальной нагрузки после разрушения образца несколько снижалось (кривая 4).

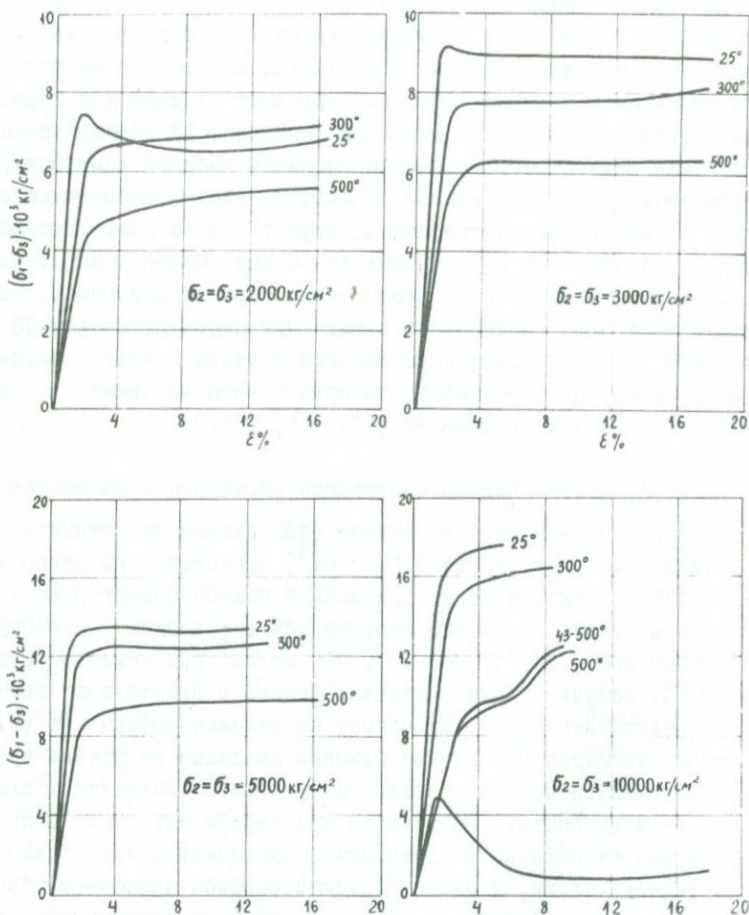


Рис. 4. Деформация энстатита при сжатии. σ_1 - севое давление, $\sigma_2 = \sigma_3$ - боковое давление, ϵ - относительная деформация. Остальное пояснение в тексте.

Кривые 5 и 6, полученные при повышенных температурах, по форме аналогичны кривым 2 и 3, но отличаются по значению дифференциальной нагрузки. При испытании образцов в условиях всесторонних давлений 5000 кг/см^2 и температурах $25, 300$ и 500° падение дифференциальной нагрузки не наблюдалось вплоть до деформации равной 14% (кривые 7, 8 и 9). При всесторонних давлениях $10\ 000 \text{ кг/см}^2$ деформация распространялась на все тело образца, зона разрыва расширялась, и кривые напряжение-деформация перегибались более плавно. По мере увеличения деформации дифференциальная нагрузка возрастала вплоть до образования сдвига (кривые 10 и 11). Кривые 12 и 13 характеризуют повышенную пластичность образцов с двумя площадками текучести. Сдвиг в этих образцах наступал после 10,3% деформации.

Изменение температуры при сохранении давления постоянным и равным $10\ 000 \text{ кг/см}^2$ существенно влияет на тип деформации породы. При 25°C образуется одна диагональная сдвиговая зона, в которой происходит дробление зерен. Сосредоточение групп раздробленных зерен вызывает наибольшие пластические деформации породы. Повышение температуры до 300°C приводит к равномерному распределению разрушенных зерен по всему объему образца. При достижении 8,5% деформации формируется главная зона диагонального сдвига. При меньших величинах деформации сдвиг не наблюдается. Температура 500°C вызывает дробление зерен по зонам, вытянутым перпендикулярно направлению сжатия. Тонко перетертый материал обволакивает неразрушенные части зерен и облегчает их поворот. Создание порового давления, равного 9000 кг/см^2 , при температуре 500°C и всестороннем давлении $10\ 000 \text{ кг/см}^2$ приводит к значительному расширению зон разрушения зерен и резкому снижению дифференциальной нагрузки (кривая 14 на рис. 2).

Испытание оливинсодержащего энстатитита на растяжении

Испытания на растяжение выполнялись на образцах цилиндрической формы, заключенных в специальную герметическую тару и имеющих те же размеры, что и образцы, используемые при сжатии. Напряжение производилось по схеме, в которой осевая компонента напряжения изменялась методом разгрузки.

В результате проведенных исследований установлено, что для перехода породы в пластическое состояние в условиях растяжения

необходимы большие давления, чем при сжатии. При давлении 5000 кг/см^2 , температурах 25°C и 300°C образцы разрушаются без заметного удлинения. Разрыв наступает резко и сопровождается звуковым эффектом в виде щелчка. Плоскость разрыва наклонена под углом 85° к оси образца. При повышении температуры в образцах наблюдается удлинение. В частности, при 500°C деформация достигает 4,4%, и разрушение происходит после образования пояса, который, очевидно, является началом зарождения шейки пластического течения породы. Для сравнения был испытан образец мелкозернистого мрамора, деформация которого при 320°C сопровождалась образованием вполне сформированной шейки, что характеризует высокую пластичность мрамора. Плоскость разрыва располагалась перпендикулярно направлению растяжения. Таким образом, при давлении 5000 кг/см^2 анстатит становится пластичным при температуре 500°C и выше, тогда как мрамор приобретает высокую текучесть уже при 320°C (рис. 5).

Испытание базальта на сжатие

Щелочной оливиновый базальт, взятый из Долины Озер в Центральной Монголии, состоит из оливина, моноклинного пироксена, плагиоклаза и стекла. Плотность породы равна $2,78 \text{ г/см}^3$, прочность при одноосном сжатии составляет 1400 кг/см^2 .

В условиях всестороннего давления 5000 кг/см^2 и при температуре 25° базальт разрушается хрупко с звуковым сопровождением в виде треска. Во всех образцах образуются диагональные сдвиговые зоны, расположенные под углом 30° к оси образца. Кривая напряжение-деформация (рис. 6, кривая 1) имеет линейную зависимость и острый максимум перед снижением дифференциальной нагрузки. По мере повышения температуры и соответствующего увеличения пластичности базальта кривые образуют площадку текучести, а впоследствии существенно выколаживаются (рис. 6 кривые 2, 3). Значение угла сдвига с повышением всестороннего давления и температуры незначительно уменьшается.

При давлении $10\,000 \text{ кг/см}^2$ и температурах $25, 300$ и 500°C деформация образцов макроскопически происходила в основном так же, как и при 5000 кг/см^2 , однако отмечались заметные отличия кривых напряжение-деформация. Эти кривые, характеризующие опыты при $10\,000 \text{ кг/см}^2$, имеют более плавный перегиб при изменении

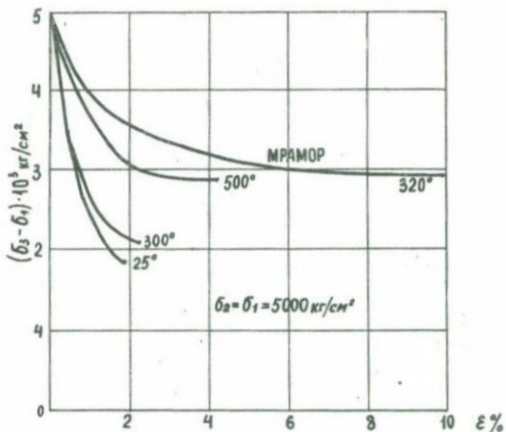


Рис. 5. Деформация энстатитита и мрамора при растяжении. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

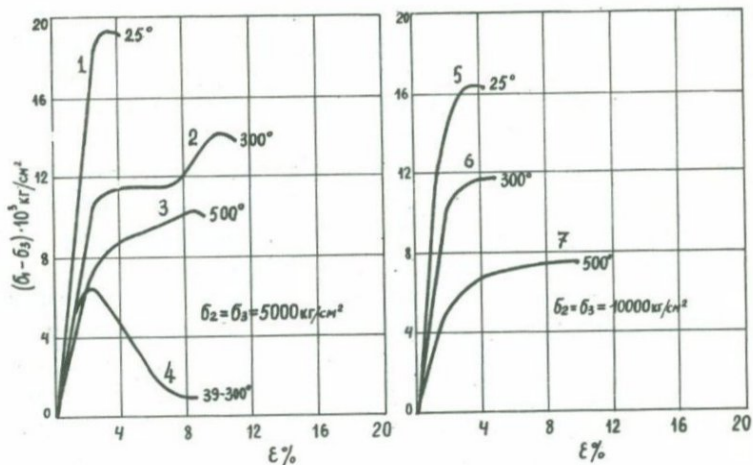


Рис. 6. Деформация базальта при сжатии. Условные обозначения те же, что и на рис. 4.

наклона (рис. 6 кривые 5, 6 и 7). Для всех экспериментов установлено отсутствие второй площадки текучести.

Микроскопическое изучение деформированных образцов показало, что при 5000 кг/см^2 и 25°C отдельные зерна оливина и пироксена не влияют на формирование трещиноватости. При повышении давления до $10\,000 \text{ кг/см}^2$ и температуры до 500°C отмечается концентрация напряжений около отдельных зерен, что приводит к зарождению и развитию трещин.

Как и в опытах с энстатитом, было установлено, что поровое давление резко снижает прочность образцов. В частности, при всестороннем давлении 5000 кг/см^2 и поровом давлении 4000 кг/см^2 она уменьшилась на 47% по сравнению с сухими образцами (рис. 6, кривая 4).

Определение зон перехода от хрупкого разрушения к вязкому течению

Полученные количественные и качественные данные по разрушению образцов горных пород позволяют установить переходную область двух видов разрушений: хрупкое и пластическое разрушение. Хрупкое разрушение количественно характеризуется резким изменением наклона кривой напряжение-деформация в точке максимума, качественно — отсутствием остаточной деформации в образце после опыта. Иначе говоря, деформация, имеющая линейную зависимость, достигает критического значения, после чего следует сдвиг или разрыв, с частичным снижением дифференциальной нагрузки. Пластическое течение характеризуется отсутствием острых изломов на кривой напряжение-деформация. Относительная деформация при этом приобретает значение не менее 2,5%. Перегиб некоторых кривых является недостаточно четким, поэтому выбор точки перехода имеет несколько произвольный характер. В связи с этим хрупко-пластический переход характеризуется не линией, а зоной, которая находится в пределах 1% деформации. Таким образом, хрупко-пластический переход в оливин-содержащем энстатите при сжатии графически можно представить полосой, варьирующей в зависимости от всестороннего давления и температуры. Значения, лежащие ниже этой полосы, относятся к хрупкому разрушению, т.е. к разрушению без остаточной деформации, с разделением образца на две или более части. При значениях давлений, относящихся к области, лежащей выше этой полосы, образцы обнаруживают остаточную деформацию. Эти об-

разцы после достижения определенной величины пластической деформации могут также разделяться на части по типу диагонального сдвига или разрыва. Понятие "хрупкий" является в значительной степени условным, так как при хрупком разрушении горной породы всегда проявляется и пластическая деформация. Испытание образцов оливинсодержащего энстатитита при растяжении в условиях всестороннего давления до 5000 кг/см^2 показывает, что хрупко-пластическая переходная зона лежит несколько выше, чем для образцов, испытанных на сжатие. Это различие обуславливается поверхностными условиями: наличием микротрещин, царапин на поверхности образцов, в которые затекает материал медной гильзы под действием гидростатического давления. Вследствие этого разрыв в образцах горных пород начинает развиваться, как правило, на наружной поверхности, тогда как при сжатии трещины на поверхности образца под всесторонним давлением залечиваются.

Переходная зона хрупко-пластического состояния для базальта при сжатии имеет более высокие значения давлений, чем для оливинсодержащего энстатитита. Это объясняется порфировым строением базальта, который разрушается с образованием большого количества трещин.

Изменение объема, плотности, коэффициента Пуассона и скоростей упругих волн

Изменение данных характеристик было прослежено при воздействии всестороннего давления на образцы оливинсодержащего энстатитита и базальта. Установлено, что при изменении давления от атмосферного до $10\ 000 \text{ кг/см}^2$ происходит незначительное уменьшение объема образцов обеих пород. При $10\ 000 \text{ кг/см}^2$ оно составляет 0,98% для энстатитита и 0,91% для базальта. Соответственно незначительно увеличивается плотность этих пород.

Если по характеру изменения плотности энстатитит и базальт близки друг другу, то по изменению коэффициента Пуассона они заметно отличаются. Для энстатитита типично более быстрое уменьшение коэффициента Пуассона.

Скорости упругих продольных волн V_p изменяются качественно одинаково и в энстатитите и в базальте. Увеличение всестороннего давления от атмосферного до $2000\text{--}3000 \text{ кг/см}^2$ вызывает резкий рост скорости упругих волн, но при дальнейшем увеличении дав-

ления она повышается незначительно. Действие нагрева обратное — увеличение температуры сжимает скорость упругих волн. Рост дифференциального давления при комнатной температуре весьма незначительно повышает скорость волн, а при температуре 400–500°C и пластическом течении породы так же незначительно (1,5%) снижает ее.

Количественный анализ выявил заметные отличия между скоростями волн в данных породах. В условиях атмосферного давления и комнатной температуры V_p энстатитита меньше, чем V_p базальта (6,0 км/сек и 6,3 км/сек соответственно). Однако при давлениях, превышающих 1000 кг/см², V_p энстатитита всегда больше V_p базальта, что свидетельствует о большей сжимаемости энстатитита. По-разному влияет на эти породы также их нагрев. Приращение скорости волн в базальте при 10 000 кг/см² и комнатной температуре полностью компенсируется нагревом образцов до 500°C при сохранении давления равным 10 000 кг/см² вызывает снижение V_p и возвращение ее к исходному значению. В энстатитите же аналогичная компенсация достигает лишь приблизительно 50%.

Изучение сравнительной пластичности пирротина и вмещающих его габбро-долеритов и базальтов

Первые опыты, выполненные в лаборатории экспериментальной тектоники, были нацелены на изучение сравнительной пластичности различных минералов и горных пород в условиях высоких термодинамических параметров. Такие исследования имеют большое значение для правильного объяснения многих геологических явлений. В частности, экспериментально было доказана возможность образования "холодных" (без плавления) интрузий ультраосновных пород, особенно серпентинитовых, а также рудных тел, сложенных магнетитом и гематитом.

В последнем пятилетии эксперименты такого рода были продолжены совместно с лабораторией петрологии магматических пород. Выполнены испытания пирротина и вмещающих его габбро-долеритов и базальтов, взятых из района Норильска. В итоге установлено, что в пирротине при 500°C и всестороннем давлении 500–2000 кг/см² наблюдается пластичный характер деформации, а при 200°C и давлении 500 кг/см² пирротин обнаруживает свойства хрупкого те-

ла. Вмещающие же породы (габбро-долериты, базальты) во всем диапазоне указанных термодинамических условий проявляют только хрупкие свойства. Способность к пластическим деформациям у вмещающих пород появляется при более высоких давлениях и температурах, т.е. более 2000 кг/см^2 и выше 500°C . Таким образом, удалось показать реальность механизма механического перераспределения сульфидного материала в основных породах. Данное обстоятельство необходимо учитывать при оценке перспектив поисков полезных ископаемых на тектонически нарушенных площадях, непосредственно прилегающих к рудоносным массивам.

Подводя общие итоги, необходимо отметить, что благодаря разработке оригинальной установки удалось получить новые количественные данные по деформации энстатита, базальта, мрамора и сульфидных руд не только в условиях сжатия, но и растяжения, а также данные по изменению упругих свойств этих пород как при всестороннем сжатии, так и при неравномерном напряженном состоянии и одновременном воздействии на породу высоких температур. Полученные данные опираются на точные измерения и могут использоваться не только для объяснения механизма образования тектонических структур и для интерпретации геофизических материалов по строению глубинных зон Земли, но и для создания глубоких подземных сооружений.

МАЛЫЕ СТРУКТУРНЫЕ ФОРМЫ

Исследование малых структурных форм тесно связано с экспериментами по деформации горных пород при высоких давлениях и температурах. Первые опыты, выполненные в лаборатории, были проведены на многослойных образцах, приготовленных из пород различной компетентности, и преследовали, в частности, цель выяснить механизм образования будин, зеркал скольжения, микропротрузий и других структурных форм. Выбор такой тематики был обусловлен тем, что только на основе изучения малых структурных форм возможно достаточно строгое применение результатов опытов по деформации образцов горных пород к исследованию природных тектонических объектов любых размеров. Деформирование естественных горных пород в условиях высоких давлений и температур можно рассматривать как такое моделирование тектонических процессов, при кото-

ром множители подобия равны единице. В соответствии с этим результаты опытов могут быть распространены с необходимой строгостью на изучение только тех природных объектов, размеры которых приблизительно равны размерам испытанных образцов. Соблюдение требований элементарного объема позволяет несколько расширить рамки применения экспериментальных данных, однако даже в этом случае оказывается невозможным прямое использование результатов экспериментов для изучения крупных тектонических объектов. Поэтому исследование малых структурных форм приобретает особое значение для получения точной информации о деформировании горных пород в их естественном залегании на различных глубинах. Вместе с тем установление связей между геометрическими характеристиками малых структурных форм и деформационными свойствами слагающих эти формы пород позволяет делать достаточно обоснованные выводы о деформационных свойствах горных масс, образующих крупные структурные формы, если определены геометрические характеристики таких крупных форм. Малые структурные формы, кроме того, могут использоваться как индикаторы движения и величины деформации горных масс, что имеет важное значение для детальной геологической съемки и особенно для разведки залежей полезных ископаемых. В структурной геологии известны различные "правила"; в соответствии с которыми на основе изучения малых структурных форм можно определить направление смещения блоков горных пород, морфологический тип тектонической структуры и т.д. Необходимо подчеркнуть, что благодаря экспериментальным исследованиям деформаций горных пород при высоких давлениях и температурах была обнаружена неточность некоторых из указанных правил. Тем самым еще раз была показана тесная связь между исследованием малых структурных форм и деформации горных пород.

При изучении обширной отечественной и мировой литературы, посвященной малым формам, установлена слабая разработанность методических вопросов, недостаточная изученность морфологии и механизма образования некоторых типов данных форм, не выяснены многие стороны их использования в научных и практических целях. Поэтому исследования указанных образований, выполненные в лаборатории экспериментальной тектоники, были направлены главным образом на решение теоретических и методических вопросов на основе анализа экспериментальных данных по деформации горных пород и

полевых исследований различных структурных форм. Уделялось внимание также региональным аспектам исследований, в частности был проведен сравнительный анализ малых структурных форм Восточного Забайкалья и Южного Урала. Необходимо отметить, что не унифицированность терминологии и разнообразие методов, применяемых различными авторами, ограничивает возможность использования литературных данных для целей сравнительного анализа малых структурных форм разных территорий. Данное обстоятельство подчеркивает важность и актуальность общетеоретических и методических вопросов в области исследования рассматриваемых образований.

Изучение малых структурных форм в лаборатории экспериментальной тектоники проводится с момента ее основания. Главные результаты таких работ, выполненных в первые годы деятельности лаборатории, отражены в монографии¹⁾. За последнее пятилетие были рассмотрены следующие основные вопросы, наиболее важные результаты которых изложены в соответствующих разделах данной работы:

- 1) полосы излома и их значение для измерения деформации геологических тел,
- 2) преломление кливажа,
- 3) описание структуры формаций на основе использования теории симметрии и данных по малым структурным формам,
- 4) сравнительный анализ малых структурных форм Восточного Забайкалья и Южного Урала,
- 5) систематизация задач изучения геологическими методами процессов деформации горных пород.

Первые три раздела посвящены описанию новых закономерностей в морфологии, ориентировке и механизме образования некоторых типов малых структурных форм, важных для детальной геологической съемки. В четвертом разделе обсуждаются вопросы регионального изучения малых структурных форм, в пятом - общие методические вопросы, связанные с исследованием малых структурных форм.

Полосы излома и их значение для определения деформации геологических тел

Полосами излома называются специфические образования, из-

1) Громин В.И. Малые структурные формы и палеореологические реконструкции (на примере Восточного Забайкалья). М., "Наука", 1970, 142 с.

вестные в иностранной литературе под названием *kink bands*. Их возникновение связано с формированием малых складок излома, характеризующихся прямолинейными крыльями, обычно неодинаковыми по длине. Отрезки слоев, составляющие короткое крыло многослойной складки, образуют полосу, ограниченную с двух сторон осевыми плоскостями складок. Такая полоса и называется полосой излома.

В зарубежной литературе термины *kink, kink bands* первоначально использовались в физике для характеристики деформированной структуры кристаллов, и лишь в 1960 г. они впервые были применены Г. Воллом при описании сланцеватых горных пород. За истекшие полтора десятка лет появилось большое число иностранных публикаций, посвященных исследованиям естественных и экспериментально полученных полос излома. В отечественной литературе этим структурным формам до сих пор уделялось недостаточное внимание, несмотря на то, что опираясь на исследование полос излома, можно решать важные геологические задачи. Поэтому в лаборатории экспериментальной тектоники было предпринято изучение полос излома с целью выяснения возможностей их использования для решения конкретных научных и практических задач структурной геологии.

В итоге разработан новый способ количественного определения величины деформации слоистых или сланцеватых геологических тел. Следует отметить, что в структурной геологии существуют различные способы количественного определения в полевых условиях деформации геологических тел: исследование формы включений (оолитов, конкреций, галек и т.д.), "растаченности" будин и др. Однако данные способы не применимы к тем толщам, которые не содержат оолитов, конкреций и других индикаторов деформации. В таком случае величина деформации может быть определена по измерениям полос излома. При образовании складок излома деформация толщи происходит за счет поворота крыльев складок внутри полосы излома. В результате области, которые располагаются внутри полосы излома, смещаются друг относительно друга, не деформируясь, либо претерпевая незначительную деформацию сдвига за счет слабого изменения наклона слоев. На границах таких участков происходит резкое изменение степени деформированности материала. Указанный процесс характеризуется сохранением прямолинейности и сплошности слоев, что позволяет использовать полосы излома в качестве точ-

ных индикаторов деформации слоистых геологических тел.

В направлении, называемом продольным и близким к ориенти ровке максимального главного напряжения или совпадающего с ним, происходит сокращение размеров деформируемого тела, которое может быть определено по измерениям полос излома. Анализ механизма образования полос излома позволил вывести следующие формулы:

$$\Delta l = a(\cos \alpha - \cos \beta); \quad (1)$$

$$\epsilon_l = \frac{a(\cos \alpha - \cos \beta)}{(a + b) \cos \alpha} \quad (2)$$

где Δl - абсолютная продольная деформация; ϵ_l - относительная продольная деформация; a - отрезок слоев внутри полосы излома между ее границами; b - сумма двух произвольных отрезков, расположенных вне полосы излома и примыкающих к ней; α, β - углы между направлением, в котором измеряется деформация, и слоистостью (сланцеватостью) вне полосы излома и внутри этой полосы соответственно.

Формулы (1), (2) справедливы для любых значений α и β . Если направление, в котором измеряется деформация, пересекает несколько полос излома, то общая продольная деформация равна сумме частных деформаций, определенных с помощью измерения отдельных полос излома. Необходимо отметить, что величины α, β, a, b могут быть измерены непосредственно на обнажении.

Приведенные формулы основаны на предположении о неизменности угла α в процессе деформации. В экспериментах по деформации горных пород при высоких термодинамических параметрах, а также в опытах по моделированию полос излома на эквивалентных материалах установлено, что α или сохраняется постоянным, или незначительно уменьшается. Учет уменьшения α позволил вывести следующие формулы:

$$\Delta l = a(\cos \alpha_f - \cos \beta) - b(\cos \alpha_f - \cos \alpha_0); \quad (3)$$

$$\epsilon_l = \frac{a(\cos \alpha_f - \cos \beta) - b(\cos \alpha_f - \cos \alpha_0)}{(a + b) \cos \alpha_0} \quad (4)$$

где α_0, α_f - исходные и конечные значения угла .

На обнажении доступно измерению лишь α_f . Однако в экспериментах установлено, что наиболее благоприятным условиям для образования полос излома является такое значение α_0 , которое

отвечает неравенству $0^{\circ} < \alpha \leq 15^{\circ}$, и что разница между α_0 и α_f обычно не превышает нескольких градусов. Поэтому оказывается возможным установить ошибку определения относительной продольной деформации, обусловленную неизвестностью истинного значения α_0 . Максимальное значение такой ошибки для всего диапазона оптимальных условия образования полос излома определяется формулой:

$$\Delta \epsilon_l \approx 0,035 \frac{b-a(1-\cos\beta)}{b+a} \quad (5)$$

где $\Delta \epsilon_l$ — ошибка определения относительной продольной деформации, которая, как следует из формулы (5), не может превышать 3,5%. В конкретном случае ошибка вычисляется по данной формуле путем подстановки в нее измеренных на обнажении величин α, β, β .

Рассмотренный метод применим также и для определения изменения размеров геологического тела в поперечном направлении, перпендикулярном к продольному, т.е. в направлении, перпендикулярном или почти перпендикулярном к σ_1 . Для этого случая получены формулы:

$$\Delta S = a(\sin\beta - \sin\alpha_f), \quad (6)$$

$$\epsilon_S = \frac{a(\sin\beta - \sin\alpha_f)}{(a-b)} \quad (7)$$

где $\Delta S, \epsilon_S$ — максимальное абсолютное и относительное изменение размеров тела в поперечном направлении.

Преломление кливажа

Если полосы излома относятся к мало исследованным структурным формам, к изучению которых геологи приступили менее двух десятков лет назад, то история исследования кливажа насчитывает уже более столетия. Давно известно геологам и такое явление как преломление кливажа, состоящее в изменении наклона поверхностей кливажа к слоистости при пересечении кливажом границы слоев. Тем не менее, часто приводимые в литературе описания преломления кливажа как правило общие и ограничиваются лишь констатацией факта существования зависимости величины угла, образованного кливажом со слоистостью, от состава породы. Конкретные типы такой зависимости почти не изучены, что затрудняет использование материалов

по преломлению кливажа для решения не только теоретических вопросов тектоники, но и практических задач, с которыми сталкивается геолог при детальном геологическом картировании. Поэтому представляется необходимым вести дальнейший поиск закономерностей преломления кливажа.

Изменение угла наклона поверхностей кливажа на границе литологически различных слоев внешне напоминает преломление света на контакте оптически различных сред. В связи с этим можно высказать предположение о существовании такого свойства кливажа, которому соответствует своеобразный "показатель кливажного преломления" пород по аналогии с известным в физике показателем преломления веществ.

Рассмотрим два литологически различных слоя, в которых развит кливаж. Его преломление выражается в том, что угол α_1 между перпендикуляром к слоистости и поверхностями кливажа в первом слое не равен аналогичному углу α_2 во втором слое. Назовем α_1 углом "падения", а α_2 - углом "преломления" кливажа. Предположим, что отношение между α_1 и α_2 постоянно для определенного типа пород аналогично тому, как показатель преломления оптически прозрачных сред является константой, характеризующей вещество. Если фактические данные подтвердят это предположение, то тогда можно будет обоснованно говорить о показателе кливажного преломления, определяемого отношением α_1 и α_2 . Установление постоянства отношения угла "падения" кливажа к его углу "преломления" позволило бы не только выяснить новые особенности процесса образования кливажа, но и более уверенно решать прогнозные задачи структурной геологии, как, например, прогноз ориентировки трещин на глубине.

Для обоснования сделанного предположения были использованы опубликованные материалы М.А. Гончарова по кливажу, развитому в песчаниках, алевролитовых и глинистых сланцах Зилаирского синклинория на Южном Урале, и Е.И. Паталахи и А.И. Полякова, изучавших кливаж в аналогичных породах Северо-Западного Каратау. По материалам этих исследований составлена таблица.

Для расчетов показателей кливажного преломления в качестве эталона выбраны тонкозернистые, т.е. глинистые и кремнистые сланцы. Расчеты производились по формуле $N = \alpha_1 / \alpha_2$.

Таблица

глинистые сланцы кремнистые сланцы	алевролит	медкозернистый песчаник	среднезернистый песчаник
Величины углов, образованных кливажом и перпендикуляром к слоистости			
75	65-75(70)	50-60(55)	35-40(42,5)
71-76(73,5)	65-66(65,5)	54-58(56)	45
Показатель кливажного преломления			
I	0,93	0,73	0,57
I	0,89	0,76	0,62

Примечание: Верхняя строка - по материалам М.А.Гончарова, нижняя - по материалам Е.И.Паталахи и А.И.Полякова; в расчетах использованы средние значения углов (указаны в скобках).

где α_1, α_0 - среднее значение углов между кливажом и перпендикуляром к слоистости в эталонной и в исследуемой породах соответственно; N - показатель кливажного преломления.

Анализируя таблицу, можно считать, что в первом приближении значения показателей преломления для одного и того же типа пород одинаковы независимо от региона. Этот интересный факт может быть интерпретирован различным образом. В частности, он подтверждает предположение о постоянстве отношения углов "падения" и "преломления" кливажа. Другими словами, существует такое свойство кливажа, которое может быть выражено понятием "показатель кливажного преломления". Этот показатель является условной величиной. Если указывать значение показателя кливажного преломления для какой-либо породы, то всегда необходимо отметить ту эталонную породу, с которой проводится сравнение изучаемой породы.

Пока показатель кливажного преломления определен как отношение $\alpha_1 : \alpha_2$. В дальнейшем, когда будет разработана удовлетворительная теория преломления кливажа, возможно, окажется более удобным этот показатель выражать через отношение не самих углов, а, например, каких-нибудь тригонометрических функций данных углов. Кроме того, не исключено использование отношения других физических величин, в частности характеризующих механические

свойства горных пород.

Способность преломлять кливаж несомненно определяется механическими свойствами пород, которые зависят не только от минералогического состава и структуры пород, но и от термодинамических условий деформации. Поэтому величина углов кливажного преломления для одной и той же породы может быть различной в зависимости, например, от глубины, на которой образовался кливаж.

Описание структуры формаций на основе использования теории симметрии и данных по малым структурным формам (на примере флишевой формации Южного Урала)

В предыдущих двух разделах приведены новые данные по отдельным типам малых структурных форм. В то же время следует учесть, что эти формы часто образуют своеобразные ассоциации, являющиеся структурными парагенезами. Изучение данных комплексов структурных форм, развитых в большом объеме горных масс, имеет важное значение для исследования структуры таких крупных объектов, какими являются геологические формации. Вопрос о структуре формаций в современной геологической литературе разработан недостаточно. Намечая пути решения данного вопроса, очевидно, необходимо использовать опыт исследований структуры минералов, в которых применяется теория симметрии. Однако дискуссионность некоторых положений учения о формациях (в частности, различные мнения о границах формаций) затрудняет изучение общих закономерностей строения обсуждаемых геологических образований. Поэтому было признано целесообразным рассмотреть известные примеры конкретных, хорошо изученных формаций, в частности флишевой формации Южного Урала. Для анализа выбрана именно флишевая, а не какая-либо другая по той причине, что она является одной из наиболее закономерно построенных формаций.

Флишевая формация Южного Урала включает отложения среднего и верхнего карбона мощностью 2500–3000 м и представлена собственно флишем и другими парагенетически связанными с ними образованиями. Ее структура может быть охарактеризована как слоистая, состоящая из примерно одинаковых пластообразных элементарных тел – ритмов, правильное повторение которых по вертикали в

некоторых случаях нарушается слоями других отложений (глибовых брекчий, известняков и др.). В составе южноуральской флишевой формации насчитывается несколько тысяч ритмов. Если пренебречь индивидуальными особенностями ритмов и рассматривать формацию как бесконечный набор слоев, то можно наметить трансляцию перпендикулярно слоистости, с шагом трансляции, равным мощности ритма. Если же изученную формацию рассматривать как конечное тело, то в принципе при ряде допущений возможно проведение одной вертикальной субширотной плоскости симметрии. Это означает, что строение южноуральской флишевой формации можно отнести к билатеральной симметрии.

По И.И. Шафрановскому, подавляющее большинство объектов на Земле обладает либо билатеральной, либо радиально-лучевой симметрией. Для первой группы характерно наличие одной плоскости симметрии P , для второй - несколько плоскостей и осей симметрии ($L_{II}PR$). Необходимо отметить, что в геологической литературе существует деление формаций на симметричные и асимметричные. Судя по приводимым описаниям, симметричные формации с некоторой долей условности могут быть отнесены к радиально-лучевой, а асимметричные - к билатеральной симметрии. Легко видеть, что структуры формаций в свете такого толкования полностью подчиняются универсальному закону симметрии И.И. Шафрановского и являются частным случаем его проявления.

Билатеральная симметрия и трансляция перпендикулярно слоистости могут быть использованы для прогнозов по латерали (в субмеридиональном направлении) и по вертикали. Для хорошо изученных флишевых формаций возможно прогнозы и по другому латеральному направлению (на Южном Урале - субширотному), т.к. обнаружена тенденция изменения гранулометрии пород и частично их химизма по мере удаления от древней береговой линии. Количественное выражение этой тенденции еще не исследовано. Вероятно, для каждой флишевой формации возможно установление коэффициента "измельчения" и других коэффициентов, характеризующих фациальную изменчивость ритмов. Не исключено, что в этом случае окажется полезным применение в обобщенном виде симметрии подобия, разработанной А.В. Шубниковым.

В проведенном описании строение южноуральской флишевой формации изображено в сильно схематизированном и упрощенном виде. Дополнительный элемент сложности в структуру формации вносит ее де-

формированность, проявляющаяся в развитии парагенезов малых структурных форм. Если проводить сравнение с минералами, то указанные структурные парагенезы в некоторой мере аналогичны дислокациям, искажающим кристаллические решетки в реальных кристаллах. В настоящее время решение любой прикладной и большинства теоретических задач в физике, связанных с изучением кристаллов, невозможно без учета дислокаций. Что же касается деформирования структуры формаций, то этот вопрос практически не изучен.

Южноуральская флишевая формация относительно слабо деформирована, что благоприятствует ее изучению. Тем не менее деформированность существует, и нельзя не учитывать ее влияние на структуру отдельных частей формации. В этом отношении показательно сравнение собственно флиша и канчеровских брекчий, которые на поздних этапах своего формирования подвергались воздействию тектонических сил, приведших к существенной перестройке исходной структуры. Об этом свидетельствуют широко развитые в брекчиях деформационные структуры — малые складки, будинаж, интенсивная сланцеватость, зеркала скольжения и малые разрывы.

Флишевая часть формации не испытала значительного изменения исходной структуры и отличается малой деформированностью, которая проявилась в утонении флишевой толщи.

Различие в реакции брекчий и флиша на тектонические воздействия можно объяснить различиями в первоначальных структурах и составе толщ.

В целом структура южноуральской флишевой формации и флишевых формаций вообще отличается сложностью, что затрудняет использование классической теории прямолинейной симметрии для описания закономерностей их структуры. По-видимому, более перспективно применение новых теорий симметрии (криволинейной, подобия, цветной и т.д.) с учетом деформированности формаций.

Сравнительный анализ малых структурных форм Восточного Забайкалья и Южного Урала

Недостаточная изученность морфологии малых структурных форм, слабая разработанность количественных методов их исследования, неупорядоченность терминологии затрудняет выполнение сравнительного анализа малых структурных форм различных территорий по литературным материалам, опубликованным разными авторами. Поэтому пред-

ставляет интерес проведения такого анализа по данным полевых исследований, выполненных одним и тем же автором или коллективом авторов. Аналогичная работа, посвященная сравнению малых структурных форм метаморфических толщ Агинского поля в Восточном Забайкалье и максютовского комплекса на Южном Урале, выполнена в лаборатории экспериментальной тектоники.

Выбор указанных двух районов был обусловлен тем обстоятельством, что сравниваемые комплексы метаморфических пород сходны по составу, мощности, возрасту, по типам слоистости. Однако они отличаются по структурному положению на фоне крупных, региональных структур. Максютовский комплекс залегает в виде субмеридиально вытянутой полосы, примерно параллельной общему уральскому простиранию. Метаморфические породы Агинского поля распространены в виде изогнутой полосы, северная и южная часть которой приблизительно параллельны Забайкальскому северо-восточному простиранию, а центральная часть резко не совпадает с ним и имеет северо-западное простирание. Вероятно, существует различие между сравниваемыми метаморфическими толщами и по термодинамическим условиям их образования. Присутствие эклогитов и глаукофановых сланцев говорит о более высоких давлениях и температурах формирования максютовского комплекса. Поэтому представляет интерес выяснение влияния указанных черт сходства и отличия метаморфических пород на развитие в них малые структурные формы.

В итоге проведенного анализа установлено, что древние толщи Восточного Забайкалья и Южного Урала обладают значительным сходством между собой по морфологии и процессу развития малых структурных форм несмотря на то, что сравниваемые толщи слагают различные крупные тектонические структуры и что эти толщи образовались в различных термодинамических условиях.

Полученные данные позволяют считать, что тип крупной тектонической структуры (порядка нескольких километров – десятков километров и крупнее) слабо влияет на морфологию и процесс развития достаточно мелких (миллиметры – первые метры) структурных форм. Одинаковая интенсивность малой складчатости в сравниваемых районах свидетельствует о том, что величина давления и температуры (в диапазоне значений, характерный для земной коры) также сравнительно незначительно влияет на степень деформированности толщ. Данный вывод соответствует результатам экспериментов по

деформации горных пород при высоких давлениях и температурах.

Существенное влияние на морфологию и процесс развития малых структурных форм оказывают тип слоистости, зернистости, состава деформируемых толщ, длительность процессов деформирования, соотношение между компонентами напряжения. Необходимо подчеркнуть важную роль свойств деформируемых толщ (слоистость, зернистость, состав), т.к. они искажают региональное поле напряжений, создавая локальные поля, определяющие развитие малых структурных форм.

Систематизация задач изучения геологическими методами процессов деформации горных пород

В предыдущих разделах рассмотрен ряд таких конкретных задач. В процессе их решения выявилось отсутствие в геологической литературе систематизации общих типов указанных задач и методов их решения. Такое положение не только тормозит развитие геологических исследований деформации горных пород в целом, но также затрудняет использование соответствующих теоретических построений для решения практических задач структурной геологии. Поэтому была предпринята попытка систематизировать задачи изучения геологическими методами процессов деформации горных пород.

В итоге были выделены приведенные ниже основные типы задач:

1) Определение величины деформации. Методы решения задач этого типа опираются на изучение морфологии, размеров и ориентировки определенных геологических образований, являющихся индикатором деформации. В дополнение к известным разработан новый метод, в котором используются исследования полос излома (см. выше раздел первый). Показано, что в основе всех методов лежит три основных гипотетических положения: а) первоначальная форма и размеры деформированных объектов известны, б) объем тел при деформации не изменяется, в) геологические объекты, рассматриваемые как индикаторы деформации, в момент деформирования были жестко связаны с внешней средой и обладали одинаковыми со средой деформационными свойствами.

2) Определение ориентировки и величины компонент напряжения Показана невозможность на данном этапе развития геологии определения абсолютной величины компонент палеонапряжения. Достижима

лишь качественная оценка отношений между ними ("больше", "меньше"). Обобщены данные по определению ориентировки главного нормального напряжения, вызывающего максимальное сжатие, и показано, что оно располагается параллельно: а) биссектрисе острого угла, образованного сопряженными трещинами, б) биссектрисе тупого угла, образованного системами пересекающихся полос и слома, в) перпендикулярно к сланцеватости, г) особым направлениям в кристаллическом агрегате, которые обусловлены типом деформации кристаллов — трансляцией, двойникованием и т.д. Методы решения задач второго типа основываются на следующем положении: закономерные связи между ориентировками компонент напряжения и малых структурных форм, установленные в лабораторных экспериментах, справедливы и для геологических объектов в природе.

3) Определение деформационных свойств горных пород. В настоящее время нет способов определения абсолютных значений тех величин, которые характеризуют деформационные свойства пород в геологическом прошлом. Возможна лишь качественная оценка указанных свойств, выраженная в терминах "больше", "меньше", "равно" или через отношение значений различных коэффициентов (коэффициентов вязкости и др.). В данном случае применяются следующие методы: а) сравнение мощностей слоев на крыле малой складки и в ее замке, б) изучение морфологии будин, в) исследование угловых и линейных величин, характеризующих кливаж, г) изучение явлений бокового распора. В каждом методе предусматривается учет ряда допущений. В частности, выводы о деформационных свойствах пород, полученные при изучении мощностей слоев в замках складок и на их крыльях, опираются на предположение о равенстве напряженного состояния, скорости деформации пород сравниваемых слоев, а также об одинаковом изменении мощностей указанных слоев деформации. Качественная оценка отношений коэффициентов вязкости основана на допущении соответствия свойств пород линейным реологическим моделям.

4) Определение количества и последовательности этапов деформации. Методы решения задач данного типа (имеется ввиду определение этапов наложенной деформации) разработаны слабо. В их основе лежит утверждение о том, что из двух пересекающихся геологических тел пересекаемое тело древнее. Применение данного утверждения во многих случаях затруднено сложностью определения то-

го, какое тело является секущим, а какое пересекаемым. Нередко достаточно определенные результаты можно получить при изучении сложных малых складок. Количество и последовательность этапов деформации определяется методом "развертывания", или "распрямления" таких складок.

5) Выявление изменений деформации, напряжений и деформационных свойств пород на различных этапах деформации. Задачи этого типа являются сложными и состоят из простых задач указанных выше четырех типов. Поэтому все методы и допущения, упомянутые ранее, применимы и при решении задач пятого типа. Их решение следует начинать с рассмотрения задачи четвертого типа, т.е. с разделения всех структурных форм на группы, отвечающие этапам деформации. Затем внутри каждой группы в принципе в любом порядке решаются задачи остальных трех типов. Решение задачи пятого типа можно считать достоверным и однозначным, если предположить, что все изменения структурных форм на разных этапах их развития находятся в отношении подобия с исходной морфологией и ориентировкой этих форм.

6) Изучение деформации крупных геологических тел. Подход к изучению деформации таких тел может быть двояким. Во-первых, в его основе могут лежать решения задач указанных выше пяти типов на материале исследований малых структурных форм в отдельных точках — обнажениях, являющихся частями крупных тел. Обобщение результатов, полученных в таких точках, позволяет сделать выводы о процессах деформации крупного геологического тела в целом. Наиболее сложным при выполнении обобщения является вопрос о корреляции этапов деформации, выявленных в различных, изолированных друг от друга обнажениях.

Во-вторых, деформация крупных геологических тел изучается путем анализа геологической карты без исследования малых структурных форм в поле. Предметом изучения являются контуры данного тела, ориентировка разломов, элементы залегания слоев и т. д. При таком подходе неявно предполагается, что закономерности деформации небольших геологических тел, изучение которых ведется на уровне минералов и горных пород, справедливы и для крупных геологических тел, которые исследуются на уровне формаций, комплексов формаций и т.д. Поэтому иногда делаются недостаточно обоснованные выводы о "жесткости" или "пластичности" массивов, о

"перекашивании" блоков, о растяжении участков земной коры и т. п. В "чистом" виде тот и другой подходы используются редко. Обычно проводится комплексное исследование деформации крупных геологических тел, сочетающее оба подхода.

Подводя общие итоги, следует подчеркнуть важное значение исследований малых структурных форм как необходимого звена, связывающего лабораторные эксперименты по деформации горных пород и полевое изучение тектонических объектов любых размеров. С целью повышения эффективности применения малых структурных форм для детальной геологической съемки и для изучения природных процессов деформации горных пород проведено исследование морфологии и механизма образования отдельных видов указанных форм и их парагенезов и рассмотрен ряд соответствующих теоретических и методических вопросов. В результате разработан новый метод количественного определения деформации геологических тел по измерениям полос излома, выявлены новые закономерности преломления кливажа, показана возможность использования теории симметрии для описания структуры формаций, систематизированы задачи и методы их решения, связанные с изучением деформации пород в полевых условиях.

ПАЛЕОВУЛКАНОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ

Это научное направление в комплексе исследований лаборатории возникло в связи с экспериментальными работами по моделированию вулканических структур и первоначально было подчинено выбору природных объектов для тектонического моделирования. Организованные с этой целью полевые исследования отдельных вулканотектонических построек, дополненные литературными данными по изучаемой и более широкой территории, способствовали развитию тектонического эксперимента по изучению связей тектоники и вулканизма путем постановки задач для экспериментальных исследований. Выявляемое пространственное и структурное размещение вулканических центров в ряде регионов, морфология вулканических полей и отдельных вулканических построек далекого геологического прошлого представляют собой тот природный объект, основные черты которого могут быть понятны лишь при условии правильного толкования взаимодействия сложнейших тектонических и вулканических про-

цессов. В этом отношении тектонический эксперимент является тем редким инструментом, который позволяет значительно сузить круг предположений о характере происходящих процессов, о решающих факторах, обусловивших основные черты строения вулканотектонических структур и этапы их развития.

Вместе с тем, объекты изучения – древние вулканические постройки, – со времени своего возникновения претерпели существенные структурные преобразования и подчас значительные разрушения, вследствие чего изучению доступны лишь сохранившиеся в разной мере фрагменты древних структур. Это обстоятельство определяет одну из специфических особенностей изучения вулканизма прошлых геологических эпох, требующих особых методических приемов, направленных на воссоздание общей картины по тем или иным сохранившимся ее частям. В связи с этим значительные усилия были направлены на дальнейшее совершенствование метода палеовулканологических реконструкций, основные положения которого были выдвинуты в статьях И.В. Лучицкого¹⁾, И.В. Лучицкого, Г.М. Фрейда²⁾ и И.В. Лучицкого, Г.Н. Бровкова, В.Н. Пилипенко³⁾. Вовлечение методических задач в круг палеовулканологических исследований окончательно определило самостоятельность этого направления в рамках лабораторной научной тематики, чему в немалой степени способствовало кроме того преемственность в работе ряда сотрудников лаборатории, изучавших ранее вопросы связи вулканизма с тектоникой.

Научно-организационная деятельность лаборатории в области палеовулканологических исследований протекала в условиях становления и обособления от смежных геологических дисциплин этого молодого научного направления. Как известно, только в конце 50-х годов была сформирована первая в Советском Союзе межведомствен-

1) Лучицкий И.В. Основные задачи палеовулканологии и проблема вулканогенных формаций. – В кн.: Палеовулканология и проблема вулканогенных формаций. Алма-Ата, 1963, с.5–12.

2) Лучицкий И.В., Фрейд Г.М. Проблема палеовулканологических реконструкций. В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964, с.5–11.

3) Лучицкий И.В., Бровков Г.Н., Пилипенко В.Н. Проблемы палеовулканологии и палеовулканологические карты. – В кн.: Палеовулканологические реконструкции, лавы и руды древних вулканов. Алма-Ата, 1964, с.12–21.

мая организация - Комиссия по древнему вулканизму при Лаборатории Вулканологии АН СССР, а примерно через 10 лет, по инициативе сотрудников экспериментальной тектоники, была создана Палеовулканологическая секция в рамках Совета по тектонике Сибири и Дальнего Востока. Эти организационные мероприятия, свидетельствующие о растущей популярности и широком признании самостоятельности палеовулканологических исследований, не означали, разумеется, решения всех организационных и методических задач, стоящих перед молодой развивающейся наукой. Более того, развитие палеовулканологии во многом тормозилось отсутствием строгих методических основ, четкой формулировки организационных и научных задач, определяющих главное направление палеовулканологических исследований и их размежевание со смежными дисциплинами. В этих условиях огромное значение для дальнейшего развития палеовулканологии приобрели задачи по обобщению и анализу имевшихся результатов специальных исследований для последующих методических рекомендаций. Осуществление этих важнейших мероприятий в истекшем пятилетии проходило при активном участии сотрудников лаборатории, путем публикации научных работ методического характера, путем комплектования специальных сборников, обобщающих результаты проведенных исследований, а также путем организации и участия во Всесоюзных симпозиумах.

В этом перечне разнообразных организационных и научно-методических форм работы сотрудников лаборатории следует выделить публикацию фундаментального двухтомного труда "Основы палеовулканологии" [41], как первое в мировой науке обобщение данных по изучению древних вулканов. В этой монографии использована огромная зарубежная и отечественная литература, систематизированы сведения по тафономии древних вулканов, корневым зонам, вулканогенным формациям, а также рассмотрены методы палеовулканологических реконструкций и пути их совершенствования. Книга является, по существу, единственным справочным пособием, отражающим современное состояние изученности древних вулканов. Необходимый для палеореконструкций любого толка принцип актуализма реализован в указанном труде в виде систематизированных сведений по современным вулканам (том I), раскрывающих особенности распространения и характер извержения современных вулканов (наземных и подводных), продуктов вулканической деятельности и процессов их дифференци-

ции, а также морфологию вулканов и вулкано-тектонических структур. Проведенный сравнительный анализ древних вулканов с современными позволил более строго очертить рамки палеовулканологии и сформулировать основные задачи молодой геологической дисциплины в сравнении со смежными науками - вулканологией, петрографией изверженных пород, петрологией и т.д.

Кроме указанной монографии, являющейся в настоящее время единственным основополагающим трудом по палеовулканологии, в лаборатории подготовлены еще два тематических сборника, содержащих статьи методического характера по материалам изучения древних вулканических полей азиатской части СССР. К участию в этих сборниках, кроме сотрудников лаборатории, привлечены также сотрудники других подразделений Института геологии и геофизики СО АН СССР и, в отдельных случаях, сотрудники других институтов, материалы которых отвечали намеченной тематике. Один из сборников объединяет статьи [8,27,32 и др.], рассматривающие вещественный состав вулканогенных серий в связи с детальными палеовулканологическими исследованиями, а также проблемы структурного размещения древних вулканогенных формаций. Другой сборник - строгим тематическим подбором статей [II, I2, I3, 57 и др.], раскрывает разнообразные приемы палеовулканологических реконструкций, начиная с выявления детальной палеоструктуры обособленных вулканических центров региональных вулканических зон до общей схемы размещения планетарных вулканических поясов.

Кроме подготовки указанной научно-методической литературы большая работа проведена сотрудниками лаборатории по организации и проведению I-го и 2-го Всесоюзных палеовулканологических симпозиумов, по основным проблемам палеовулканологии. И.В. Лучицкий в обоих случаях возглавлял оргкомитет симпозиумов, в качестве зам. председателя; с участием сотрудников лаборатории осуществлялся сбор, систематизация и редактирование поступивших докладов и подготовка их к публикации. Первый Всесоюзный палеовулканологический симпозиум состоялся в январе-феврале 1973 года в Москве и был посвящен вопросам эволюции вулканизма в истории Земли и включал три главные темы: 1. Вулканогенные и вулканогенно-осадочные формации и их изменчивость в истории Земли. 2. Хронологические закономерности размещения вулкано-тектонических структур. 3. Вулканогенное рудообразование и его эволюция.

Второй Всесоюзный палеовулканологический симпозиум был созван в июне 1975 года в г.Петрозаводске и имел главной темой методы палеовулканологических реконструкций. Прошедшие симпозиумы собрали огромный коллектив исследователей-палеовулканологов и представителей смежных направлений, что само по себе свидетельствует о возросшей популярности палеовулканологии, и организационно закрепили самостоятельное значение молодой геологической дисциплины. На этих представительных кворумах подведены итоги по основным проблемным вопросам и намечены пути дальнейшего развития палеовулканологии.

Основные черты пространственного и структурного размещения нижнепалеозойского вулканизма на континентах

Указанная тема первоначально разрабатывалась на материалах Западной Сибири, что привело к раскрытию ряда закономерностей их пространственного размещения, выявило особенности палеотектонической структуры вулканических зон, латеральной и вертикальной зональности и другие черты, обобщенные в монографии¹⁾. Дальнейшее развитие темы привело к расширению рамок исследования с широким обобщением и систематизацией данных отечественной и зарубежной литературы, что было продиктовано также подготовкой к I Всесоюзному палеовулканологическому симпозиуму 1973 года.

Важнейшим результатом проведенного исследования является составленная планетарная палеовулканологическая карта для эпохи нижнего палеозоя масштаба 1:15 000 000, продемонстрированная участникам симпозиума 1973 года. На этой карте отражены данные о распространении древних вулканогенных толщ, об их составе, мощности, возрасте, показанные на оригинальной палеогеографической основе. Приведенная здесь схема (см. рис. 7) составлена по материалам указанной карты.

В нижнепалеозойской истории Земли оказывается возможным выделить несколько крупных областей, характеризующихся интенсивным и нередко длительным проявлением вулканической деятельности. В пределах этих областей, охватывающих сравнительно небольшую пло-

1) Кембрийская тектоника и вулканизм Тувы. М., "Наука", 1970, 156 с. Авт.: Волков В.В., Лапин Б.М., Щеглов А.П. и др.

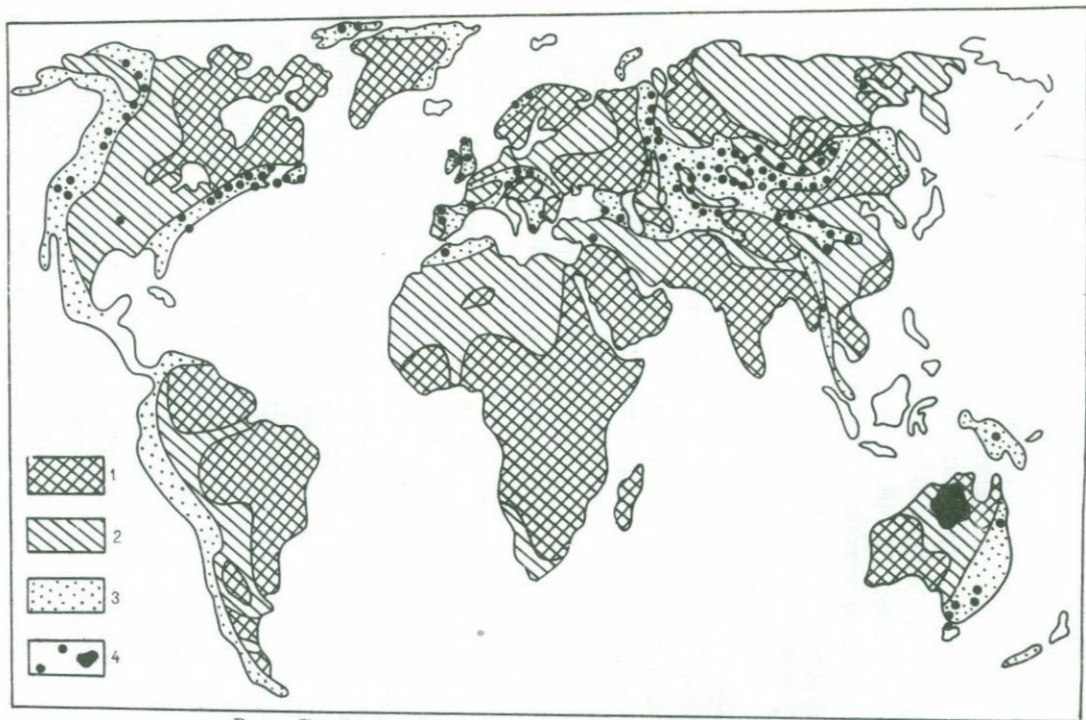


Рис. 7. Схема распространения нижнепалеозойского вулканизма. Палеогеографическая обстановка (1-3): 1. преимущественно суша, 2. мелководные моря, 3. глубоководные моря. 4. Установленные проявления нижнепалеозойского вулканизма.

шадь в масштабах всей Земли, сосредоточены практически все проявления вулканизма того времени. В Северной Америке — это Аппалачская и Кордильерская вулканические области; в Европе — Северно-Европейская (Скандинавия и Британские острова) и Западно-Европейская с неясно очерченными границами; в Азии — Саяно-Монгольская (юг Западной Сибири и Северная Монголия), Южно-Монгольская, Уральская, Тянь-шаньская, Центральнo-Казахстанская, Китайская (Циньлин, Цияньшань и Лунмэншань); в Австралии — Восточно-Австралийская. За пределами указанных областей проявления нижнепалеозойского вулканизма незначительны по своим масштабам (Кавказ, Маррокканский Анти-Атлас, Омудевские горы Северо-Востока СССР, Дальний Восток СССР), или сведения о них весьма ограничены.

Все эти вулканические области группируются в узкие пояса большой протяженности, имеющие, несомненно, планетарный характер и выявленные, по-видимому, лишь — частично в пределах современных континентов. Возможное продолжение рассматриваемых вулканических поясов за границами современных континентов представляется весьма вероятным, поскольку активность вулканизма не снижается с приближением к периферии континентов, границы которых резко обрывают вулканические пояса.

Замечательной особенностью в распространении нижнепалеозойского вулканизма является полное соответствие выделяемых вулканических поясов прогнутым зонам, расположенным по периферии или между древними континентами. Таким образом, нижнепалеозойский вулканизм — это в основном подводный морской вулканизм. Наземные вулканические извержения составляют в целом весьма малую долю всех вулканических проявлений того времени, причем большая часть из них приходится на районы островной суши. Из наиболее заметных вулканических извержений на погруженной части континентального массива можно указать лишь на район Северо-Запада Австралии, где в разрезе плато Антрим установлены нижнекембрийские базальты большой мощности. Известны также красноцветные кембро-ордовикские вулканические лавы в краевой части Богемского континентального массива, распространенные на весьма небольшой площади. Установливаемая четкая связь вулканизма с прогнутыми зонами вряд ли является случайной и должна быть принята во внимание при анализе причинных связей тектоники и вулканизма. Вместе с тем, стро-

гая приуроченность вулканизма к глубоководным зонам и почти полное отсутствие континентального вулканизма может оказаться спецификой только нижнепалеозойского времени, тогда как для других возрастных интервалов закономерности пространственного размещения могут быть иными.

Ряд интересных закономерностей развития древнего вулканизма о тектонической структуре вулканических областей, латеральной миграции вулканических зон, времени проявления вулканизма и его отношении к тектоническим движениям и многие другие вопросы выявляется при сравнительном анализе нижнепалеозойских вулканических областей между собой.

В тех районах, где имеются достаточные данные для палеореконструкций (Канадские Аппалачи, Британские острова, Алтае-Саянская область, Казахстан, Австралия и некоторые другие), устанавливается сильно расчлененный рельеф, характеризующийся наличием подводных хребтов и горных плато, временами выступающих над уровнем моря, а также глубоководных впадин. Несомненно, что в образовании подводного рельефа этих областей, кроме тектонических движений, играющих ведущую роль, существенное значение имеет и вулканизм. Многие подводные поднятия приходится на районы широких прогибаний земной коры и реконструируются как вулканические постройки.

Вулканические центры в рассматриваемых областях распределены весьма неравномерно. Выделяются пространственно обособленные зоны с интенсивными извержениями — так называемые вулканические зоны. Подавляющая часть вулканических извержений сосредоточена именно в этих вулканических зонах, вне которых фиксируются лишь слабые проявления вулканической деятельности. Структура вулканических зон разнообразна. По примеру кембрийских вулканических зон Алтае-Саянской области могут быть выделены по крайней мере четыре типа: 1) подводные вулканические хребты, или линейные вулканические геоантиклиналы, осложняющие ложе глубоководных впадин; 2) краевые вулканические хребты в зоне сопряжения глубоководных впадин и крупных поднятий, нередко выступающие над уровнем моря в виде цепи вулканических островов; 3) узкие вулканические прогибы, разделяющие сушу или подводные поднятия; 4) краевые вулканические прогибы, занимающие прибрежную часть крупных полузатопленных островов или континентальных массивов. Из этого

перечня, который, вероятно, может быть дополнен, видно, что традиционные представления о структуре вулканических зон, как прогнутых участках земной поверхности, являются слишком упрощенными.

Определение состава нижнепалеозойских вулканогенных пород затруднено в связи с их метаморфизмом. Все же, имеющиеся данные позволяют говорить о принадлежности подавляющей массы вулканогенных пород к нормальным щелочно-земельным сериям. Отмечаемые местами вулканогенные породы с повышенным содержанием щелочей имеют незначительное распространение и нигде не выделяются в виде пространственно обособленных зон. Сравнение вулканических областей между собой не выявляет значимых отличий. Все перечисленные выше области в общем близки по составу вулканизма и характеризуются решительным преобладанием базальтовых пород, нередко в ассоциации с основными и ультраосновными субвулканическими образованиями. Подчиненное значение имеют андезиты и липариты.

В отличие от вулканических областей региональные вулканические зоны нередко существенно отличаются друг от друга составом вулканогенных накоплений. Андезито-базальтовая и липарито-андезито-базальтовая ассоциации (номенклатура по Т.И. Фроловой) чаще всего сопровождаются кремнистыми, кремнисто-глинистыми и глинистыми сланцами, яшмоидами, кремнями, граувакками, полимиктовыми конгломератами и иногда маломощными прослоями известняков. Такие зоны обычно реконструируются как глубокие прогибы и нередко выделяются в качестве так называемых "офиолитовых зон", имеющих линейные очертания, с концентрацией в них основных и ультраосновных интрузий. Несомненно, что такие зоны приурочены к древним глубинным разломам. Липаритовая и контрастно дифференцированная липарито-базальтовая ассоциации чаще всего фиксируются в разрезе карбонатно-обломочных пород, имеющих подчас признаки мелководных условий их образования. В ряде случаев обнаруживаются реликты вулканов центрального типа, несвойственные "офиолитовым комплексам". Эти зоны с заметным участием кислой группы вулканических пород характеризуют положительные формы древнего рельефа и соответствуют геосинклинальным поднятиям разного рода. Таким образом, очевидна определенная связь состава вулканизма и тектонической структуры вулканических зон.

Вертикальная зональность вулканогенных серий рассматривается во многих работах как направленная смена базальтовых пород кислыми. Действительно, кислые компоненты вулканогенных серий чаще всего появляются в верхних частях осадочно-вулканогенных разрезов нижнего палеозоя. Однако отмеченная зональность не может здесь рассматриваться в качестве общей тенденции, поскольку имеются и примеры обратных соотношений основной и кислой вулканических групп, а также более сложные соотношения.

Региональные палеотектонические реконструкции в сочетании с данными о вертикальной зональности вулканогенных серий указывают на то, что гомодромная тенденция в развитии вулканизма сохраняется в тех случаях, когда наблюдается прогрессирующее развитие континентальных поднятий. Заложение и развитие глубоководных троговых прогибов нередко сопровождается развитием базальтового вулканизма и приводит к смене кислого вулканизма основным.

Продолжительность вулканических извержений в отдельно взятых локальных зонах невелика и измеряется одним или несколькими веками. Эти зоны после затухания в них вулканизма чаще всего не перекрываются более молодыми вулканическими зонами, либо перекрываются частично, причем у более молодых зон нередко оказывается и иной план заложения, иная конфигурация в плане и иная палеотектоническая структура. Общих направлений в миграции вулканических зон, по отношению ко всем вулканическим областям в целом, не отмечается: смещение зон со временем наблюдается как в сторону континентов, так и в противоположном направлении, а также более сложное мозаичное перераспределение ареалов вулканизма.

Нижнепалеозойские вулканогенные толщи имеют широкое, хотя и весьма неравномерное распространение по всей хроностратиграфической шкале нижнего палеозоя. Учитывая стратиграфическое положение вулканогенных толщ, их мощность площадь распространения, в каждой из выделенных вулканических областей устанавливаются периоды усиления вулканической активности — вулканические эпохи. Размеры площадей с вулканическими извержениями той или иной эпохи различны. Они могут охватывать территорию всей вулканической области или ее часть, а в некоторых случаях границы единой вулканической эпохи включают несколько областей.

Изучение хронологических особенностей распределения нижнепалеозойского вулканизма позволило сделать, по крайней мере, два

общих вывода. Во-первых, очевидно отсутствие глобальной синхронности вулканических извержений, т.е. отсутствие глобальных вулканических эпох. Этот вывод, несомненно, имеет общее значение для оценки периодичности геологических явлений вообще. Следует заметить, что сделанное заключение хорошо увязывается с представлениями об асинхронности многих других планетарных геологических явлений — складчатости, трансгрессий, регрессий и т.д. Во-вторых, выявляются площади, характеризующиеся близким по возрасту максимумом вулканической активности. Интересно отметить, что границы территории одной вулканической эпохи не всегда совпадают с границами палеотектонических структур причем, на одном возрастном уровне оказываются подчас вулканические извержения структурных элементов, находящихся на разных стадиях своего развития — как "геосинклинальных", так и "орогенных". Это характеризуется как явление надрегиональное, лишенное функциональной зависимости от развития региональных структур.

Суммируя следует подчеркнуть, что обобщение региональных данных о нижнепалеозойском вулканизме привело к следующим выводам, имеющим общее значение для оценки роли вулканизма в развитии земной коры и особенностей его эволюции;

1) о существовании системы планетарных вулканических поясов, морфологически выраженных прогнутыми зонами литосферы по периферии древних континентов и в тектоническом отношении отвечающих подвижным (геосинклинальным) областям;

2) о постоянстве в расположении вулканических поясов в течение длительного времени, охватывающего нижний палеозой (170 млн. лет) и часть позднего докембрия, что сочетается с кратковременностью существования и латеральной миграцией региональных вулканических центров;

3) о связи состава вулканизма с региональными палеотектоническими структурами при отсутствии значимых различий в составе вулканических накоплений в случае широких межрегиональных сопоставлений;

4) о планетарной асинхронности вулканической деятельности, при сочетающейся с близкими по времени вспышками вулканической активности для отдельных площадей, границы которых, иногда значительные, не всегда совпадают с тектоническими.

Палеовулканологические исследования за рубежом были предприняты в рамках работ Совместной Советско-Монгольской экспедиции АН СССР. Эти исследования охватывают два периода времени. В течение первых двух лет отчетного пятилетия были завершены начатые ранее работы по изучению древнего вулканизма, связанного с наиболее перспективным в металлогеническом отношении позднепалеозойским и мезозойским этапами геологического развития Центральной Азии. Результаты этих работ обобщены в монографии В.В.Кепежинская и И.В.Лучицкого [35]. Параллельно было начато, а затем широко развернуто исследование проявлений кайнозойского вулканизма Монголии, одной из слабо изученных страниц вулканической истории Центральной Азии, но тем не менее важной не только для поисков некоторых видов редкометалльного сырья, связанного с подобными вулканическими сериями, но и для понимания неотектонического развития этой территории, а также представляющей значительный петрологический интерес.

Несмотря на то, что молодые вулканы Монголии стали известны с конца прошлого столетия, более или менее систематическое изучение кайнозойских базальтов началось с 40-х годов. Были получены общие сведения об областях распространения базальтов, о типах свойственных им извержений, о морфологии вулканов, и в гораздо меньшей степени данные об их возрасте и составе. Специальные стратиграфические и вулканологические исследования кайнозоя Монголии начались лишь в процессе работ Советско-Монгольской экспедиции в конце шестидесятых годов.

Продукты кайнозойского вулканизма МНР сосредоточены в двух главных областях, за пределами которых они крайне редки. Одна представляет меридиональную вулканическую зону шириной в 500-600 км, которая охватывает разобщенные базальтовые поля рифтовой впадины оз.Хубсугул, сводово-глыбового поднятия Хангая и Гобийского Алтая, а также Южно-Гобийскую пустыню. Эта зона несогласно наложена на складчатые позднепалеозойские сооружения и современные горные системы с разделяющими их впадинами, имеющими северо-западное и широтные простирания. Другая образует один из самых крупных в Азии вулканических ареалов - базальтовое плато Дариганга, площадью около 10 000 км². За пределами этих областей известны пока лишь небольшие участки кайнозойских базаль-

тоидов в Барун-Хурайской котловине, в районе Мандал-Гоби, Далан-Дзадагада, Халхин-гола.

Первые вулканические эпизоды в Центральной Монголии датируются эоценом и олигоценом, а на Дариганге они относятся к постмиоценовому или даже миоценовому времени. С перерывами вулканическая деятельность продолжалась до исторического времени включительно.

Изучение вулканических полей кайнозоя Монголии показало, что слагающие их породы в основном принадлежат ряду щелочных базальтов, среди которых представилось возможным выделить и охарактеризовать три главных ассоциации: 1) калиевых щелочных базальтоидов, 2) натровых щелочных базальтоидов и 3) щелочных и толеитовых пород.

К а л и е в а я а с с о ц и а ц и я распространена в Центральной Монголии. Вулканические массивы, принадлежащие этой ассоциации, образованы узкими и протяженными долинными покровами, а также многочисленными обособленными останцами плато, состоящими из 2-5 потоков небольшой мощности. Исключение представляет Тарятский ареал, где мощность базальтового чехла только в плиоцене оценивается в 120-150 м, а с покровами плейстоцена и голоцена достигает более 200 м. В пределах лавовых полей наблюдается большое число вулканических конусов, диаметром от 300-400 м и до 1000 м, и высотой, не превышающей 100-150 м, с широкими и нередко глубокими кратерами, а также дайки-реликты трещинных аппаратов. Местами в покровных толщах базальтов наблюдается разнообразная по морфологии и составу корневая система базальтовых излияний, прекрасную экспозицию которой дают неки, силлы, лакколиты, штоки и дайки плиоценовых террас р. Чулуту в Тарятской впадине. Калиевая ассоциация очень неоднородна петрохимически, по степени дифференцированности и в фациальном отношении. Наряду с сериями калиевых базальтоидов, значительно дифференцированных, до появления калиевых муджеритов и бьенморитов, там встречаются менее щелочные серии трахибазальтов и трахитовых андезитов-базальтов, а также меланократовые щелочные лавы впервые выделенной на Хангае лейцитовый тефрит-базанитовой серии. Породы разного состава разобщены территориально, но в отдельных плато и вулканах встречаются вместе.

При общих значительных вариациях состава пород калиевой ас-

социации Долина Озер выделяется как вулканический ареал исключительный по разнообразию базальтоидных серий. Хотя лейцитовая серия в чистом "хангайском" виде здесь отсутствует, лейцитосодержащие породы нередко отмечаются среди калиевых базанитов и гавайитов. Кроме вариаций по щелочности широко развита локализация разных по степени дифференцированности групп пород.

Н а т р о в а я а с с о ц и а ц и я щелочных базальтоидов локализована в пределах вулканической области Дариганга. Геоморфологические, палеомагнитные и вулканологические исследования показывают, что вулканический чехол этого обширного и своеобразного плато сформирован в несколько этапов, а мощность значительно превышает ранние оценки в несколько метров. Несмотря на господство лав в комплексе пород этого платообразного покрова, в его основании отмечаются грубообломочные туфовые породы, а местами туфовые когломераты с валунами пород фундамента до I-2 м.

Особенности строения плато и многочисленных вулканических аппаратов, закономерности их распространения и другие данные приводят к выводу, что трещинные излияния, равно как и извержения центрального типа с долгоживущими центрами, играют здесь весьма подчиненную роль. Плато сформировано в результате массовых базальтовых излияний ареального типа, повторявшихся не один раз.

На Дариганге преобладают базаниты, лимбургиты и нефелиновые гавайиты. Реже отмечаются оливиновые маланефелиниты и нефелиновые гавайиты. Экзотичны, но тем не менее важны петрологически, толеитовые низкокалиевые базальты, единичные потоки которых появляются в верхах щелочного разреза плато. По многим параметрам состава натровые щелочные базальтоиды Дариганги близки щелочным базальтоидам океанических островов, в частности Гавайских и Южной Атлантики (Гоф, Св.Елена). Здесь, кроме того, также намечается две ветви базальтоидов: щелочная и толеитовая. Правда, в отличие от океанических островных ассоциаций, где толеитовое ложе резко доминирует над маломощным щелочным чехлом, на Дариганге соотношение обратное. Однако генетическая связь двух типов базальтов несомненна, и, по-видимому, осуществляется механизм глубинного фракционирования, когда различные по степени насыщенности первичные базальтовые магмы связаны соотношениями кристаллического фракционирования при высоком давлении.

Ассоциация щелочных и толеитовых пород наиболее ярко демонстрирует эту толеитовую тенденцию на примере Халхингольского района, где излияния нефелиновых базанитов сменяются излияниями толеитовых базальтов и андезитов с низкой и не типичной для натровой провинции Монголии калиево-стью (0,44–0,56% K_2O при 54–58 SiO_2).

Породы этой своеобразной базальтовой группы встречены нами только на крайнем востоке Монголии в Халхингольском вулканическом районе. Они перекрывают верхнюю террасу р.Нумургин-Гол, образуя плато с двумя сохранившимися, конусообразными вулканами. Так как возраст террасы определяется как плиоцен-четвертичный, излияния халхингольских базальтов датируются примерно также. Мощность лавового комплекса плато колеблется в значительных пределах от первых десятков метров до 100 м. Эта ассоциация пород объединяет породы резко различного петрохимического типа: с одной стороны толеитовые андезиты, с другой – базаниты и гавайиты.

Различия химизма трех основных ассоциаций кайнозойских базальтоидов Монголии в самом общем виде сводятся к следующему. В целом натровая ассоциация – более однородная по сравнению с калиевыми сериями петрохимическая группа, дифференцированная в весьма незначительных масштабах.

Калиевая ассоциация базальтоидов Центральной Монголии резко отличается от базальтоидов Дариганги петрохимической неоднородностью и локальными явлениями дифференциации высокой степени. Лейцитовые серии очень однородны и слабо дифференцированы, в то время как калиевые базальтоиды иногда в пределах одного плато дают ряд пород от базанитов до бьенморитов. Появление местами трахибазальтовых серий, в которых присутствуют андезито-базальтовые разновидности, намечает своеобразный путь эволюции базальтоидных расплавов от калиевых щелочных базальтоидов к более насыщенным SiO_2 и менее щелочным лавам.

Ярче всего этот толеитовый дифференционный тренд выражен в натровых ассоциациях, и, прежде всего, в Халхингольской. Здесь он связывает не просто серии пород разной щелочности или кислотности, а щелочные и толеитовые образования. В данном случае мы имеем пример описанного ранее типа глубинной дифференциации, происходящей при больших давлениях в мантийных очагах и обусловленной в основном селективным плавлением. Генетическая связь недо-

щенных SiO_2 и толеитовых базальтов в этом процессе четко фиксируется для натровых базальтоидных ассоциаций. Среди континентальных щелочных вулканических ассоциаций кайнозой это редкое явление и известно в частности в Австралии.

Своеобразие натровых щелочных серий, и, прежде всего, Даригангских базальтоидов, заключается также и в том, что по многим параметрам состава эти континентальные породы близки щелочным базальтам океанических островов. Появление в центре Азиатского материка базальтоидов такого типа может служить прямым указанием на то, что области генерации соответствующих мантийных базальтовых расплавов или процессы, приводящие к этому, под континентами и в океанических областях в сущности не всегда различаются столь резко, как это принято считать. Более того, имея в виду материал по Дариганге и Австралии, в некоторых случаях мы вряд ли сможем найти жесткие критерии петрохимического различия между континентальными и щелочными океаническими сериями базальтов.

В процессе изучения щелочных базальтоидов Монголии нами были обнаружены необычно крупные кристаллы различных минералов, представленных клинопироксеном, титан-флогопитом, санидином и анортотоклазом. Это единичные кристаллы, размеры которых достигают 5–10 см, а фрагменты обычно имеют 2–3 см в диаметре. Они встречены повсеместно в породах различных фаций, в пирокластических и лаговых образованиях. Ассоциации мегакристы четко коррелируются с составом вмещающих базальтов. В калиевых базальтоидах Центральной Монголии и, что особенно интересно, в породах лейцитовой серии, в основном отмечены мегакристы санидина, реже флогопита и клинопироксена, а также граната пироп-альмандинового ряда. В нефелиновых же лавах Дариганги напротив широко развиты мегакристы клинопироксена в ассоциации с анортотоклазом и иногда с натровым плагиотоклазом. Эта корреляция, а также их равномерное повсеместное присутствие, — важные признаки родственного базальтам происхождения. В то же время особенности химизма этих гигантских кристаллов и взаимоотношения с окружающей лавой ставят их в ранг образований, противопоставляемых обычным вкрапленникам вмещающих базальтов.

Клинопироксеновые мегакристы образуют ряд высокоалюминиевых клинопироксенов, которые в зарубежной литературе описывают как чермакитовые клинопироксены, подчеркивая наиболее заметную осо-

бенность этих авгитов с высоким содержанием Са-Цермакитового компонента. Кроме того монгольские мегакристы алюминиевых авгитов характеризуются повышенным содержанием жадеитовой составляющей. Благодаря этим чертам, они резко отличаются от авгитов обычных вкрапленников и черных пироксенитовых включений. Характерно также, что большая часть алюминия в клинопироксеновых мегакристах находится в шестерной координации, в то время как Al^{VI} в авгитах из вкрапленников и пироксенитовых включений образует значительно меньшие концентрации.

Выявленные особенности дают основание рассматривать высокоалюминевые и натровые составы мегакристов как фазы относительно более высокого давления по сравнению с титан-авгитами и кальциевыми авгитами обычных фенокристов, типичных для условий относительно низких давлений.

Почти все известные местонахождения мегакристов авгита связаны с натровыми щелочными базальтоидами, в которых они зафиксированы обычно в ассоциации с мегакристами магнезиального керсутита, андезина или олигоклаза. На этом фоне выделяется монгольская мегакристовая ассоциация в лейцитовых базальтоидах, представленная высокоалюминиевым авгитом, санидином и титанфлогопитом.

Мегакристы $K-Na$ полевых шпатов обнаружены нами в щелочных базальтоидах Тарятской впадины и Долины Озер. Они представлены высокотемпературными разновидностями, образующими непрерывный ряд составов от единичных санидинов до преобладающих калиевых санидинов. Особую группу образуют высококалиевые санидины в третичных базальтах Долины Озер и четвертичных лавах и шлаках вулкана Хорог.

Кали-натровые полевые шпаты из щелочных базальтоидов Монголии характеризуются весьма низким уровнем содержания рубидия, бериллия, бария, свинца, таллия и олова. В то же время содержание стронция в них резко повышено. Изученным санидинам из базальтоидов свойственны особенно высокие значения отношения K/Rb и низкие — Ba/Sr . Установлено также изменение содержания рубидия и бария, связанное с колебаниями состава мегакристаллов. В существенно калиевых разновидностях в отличие от натровых фиксируются наибольшие содержания рубидия и особенно бария, однако уровень их содержания остается в среднем значительно более низким, чем в калиевых полевых шпатах гранитоидов.

Гигантские санидиновые кристаллы Монгольских щелочных базальтоидов по многим признакам сопоставимы с крупными кристаллами анортклаза в серии щелочных базальтоидов иных регионов, и рассматриваются в качестве родственных вмещающим базальтам глубинных включений.

Особой характеристики требуют ультраосновные включения. История их изучения в Монголии короткая. Первое описание единичных находок дунитов и эклогитоподобных пород на Дариганге в 1969 г. дано В.И.Влодавцем. В процессе наших исследований в 1970–1973 гг. выявлено чрезвычайно широкое распространение ультраосновных нодулей в базальтовых полях кайнозой. Они впервые были найдены на Хангае и в Долине Озер. Был установлен также широкий ряд составов ультраосновной и базанитовой группы, включающий шпинелевые лерцолиты, гарцбургиты, вебстериты, верлиты, клинопироксениты. И, наконец, в 1974–1975 гг. монгольские геологи и Ю.Липовский обнаружили на Хангае гранатсодержащие ксенолиты. Среди них Л.В.Филипов и А.С.Павленко установили эклогитоподобные породы, а Г.В.Пинус, Ф.П.Леснов и Л.В.Агафонов – гранатовые лерцолиты. Таким образом, к настоящему времени мы имеем широкий спектр ультраосновных и базитовых составов в глубинных ксенолитах, наряду с которыми обломки других пород, в частности образований метаморфического генезиса и гранитоидов, составляют ничтожную часть.

Изучение минералогии и петрохимии ультраосновных включений показывает их принадлежность трем сериям. Первая, л е р ц о л и т о - п и р о к с е н и т о в а я серия объединяет породы двух уровней глубинности: с одной стороны гранатовые перидотиты, с другой – шпинелевые лерцолиты, шпинелевые вебстериты и гарцбургиты. Общей чертой этих пород кроме чисто внешнего признака – зеленой окраски, является присутствие изумруднозеленого хромового клинопироксена (хромдиопсида или хромового субкальциевого авгита). Вторая, в е р л и т - п и р о к с е н и т о в а я серия включает главным образом клинопироксениты, реже верлиты и вебстериты. В противоположность предыдущей серии это породы черного цвета, в которых основной минерал – черный клинопироксен, является богатым титаном субкальциевым авгитом. Третья серия представлена э к л о г и т о п о д о б н ы м и включениями, в которых железистый гранат ассоциирует с плагиоклазом и клинопироксеном.

Из ксенолитов первой серии наиболее распространены шпинелевые лерцолиты. Они преобладают по площади развития, присутствуя почти во всех местонахождениях ультраосновных и базитовых включений, и доминируют над другими типами ксенолитов. Гарцбургиты и зеленые вебстериты редки, а пироповые лерцолиты известны пока лишь на одном участке Хангая. Парагенезисы минералов в шпинелевых лерцолитах (оливин-клинопироксен-ортопироксен-шпинель) обнаруживают четкие петрохимические различия.

Двупироксеновые геотермометры, содержание глинозема в ортопироксенах и шпинелях изученных парагенезисов указывают на различные условия минералообразования. Минеральная ассоциация перидотитовых включений из Центральной Монголии устойчива в областях не только более высоких температур, но и повышенных давлений, чем это имеет место на Юго-Востоке. Это согласуется с представлением о более глубоких уровнях генерации калиевых щелочнобазальтоидных магм по сравнению с натровыми.

Черные включения верлит-пироксенитовой серии по минералогическим и петрохимическим особенностям соответствуют менее глубинным условиям минералообразования, также как и эклогитоподобные парагенезисы плагиоклаза, железистого граната и клинопироксена с низким содержанием жадеитового компонента.

В целом существенно подчеркнуть, что минеральные парагенезисы шпинелевых и гранатовых перидотитов из ксенолитов щелочнобазальтоидных вулканов Монголии отличаются по составу от аналогичных минеральных ассоциаций в ультраосновных породах офиолитов. Эти различия касаются прежде всего тех параметров состава, которые контролируются давлением при минералообразовании и указывают таким образом на более глубинное положение источников ксенолитов из базальтоидов.

Учитывая экспериментальные данные, параметры состава, а также схему фаций пород верхней мантии, построенную на основе корреляции разных по температуре и давлению ксенолитов с глубиной их образования, гипотетический разрез верхней мантии и нижней коры на территории Монголии можно представить в следующем виде.

В целом в подкоровом субстрате этой складчатой области преобладает ультраосновной материал. В наиболее глубоких горизонтах подобного "разреза" в Центральной Монголии предполагаются пироповые лерцолиты, выше которых располагаются шпинелевые лерцоли-

ты. Область развития последних оказывается основным источником ксенолитов для базальтоидных вулканов. Затем еще выше отмечают горизонты эколитоподобных пород. Юго-западная часть Монголии (Дариганга) характеризуется базит-гипербазитовым разрезом земных недр. Наряду со шпинелевыми лерцолитами (меньшего, чем в калиевой провинции, уровня глубинности) здесь значительная роль принадлежит шпинелевым пироксенитам, которые отвечают относительно более высоким горизонтам разреза, возможно нижней коре.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За последние пятилетие в лаборатории экспериментальной тектоники проведены исследования по двум основным направлениям, посвященным, с одной стороны, изучению экспериментальных и природных тектонических структур, а с другой — исследованию различных вопросов палеовулканологии, главным образом связанных с изучением вулканогенных структур. Внутренняя связь между указанными направлениями определяется тем, что в обоих случаях изучается перемещение вещества земной коры и верхней мантии, характеризующегося различной степенью пластичности, наиболее высокой в вулканических процессах. Основные результаты исследований, выполненных сотрудниками лаборатории, сводятся к следующему:

1) На основе существенного развития фотоупругого метода исследованы физические модели механизма образования вулканотектонических структур концентрического типа, обычно сопровождаемых месторождениями ценных полезных ископаемых. Получены новые данные о характере деформации неконсолидированных слоистых осадков и доказана возможность формирования в них обычных геологических структур. Результаты этих исследований применены к изучению механизма образования Акташской системы надвигов, представляющей исключительный интерес в теоретическом отношении как классический пример длительно развивающейся надвиговой зоны, а также в практическом отношении как структуры, контролирующей промышленное ртутное оруденение.

2) В широком диапазоне термодинамических условий выявлена зависимость процесса деформации ряда магматических и метаморфических пород, в том числе содержащих рудные минералы, от их структуры, минерального состава, величины всестороннего и дифференци-

ального давления и от температуры. Исследованы упругие свойства этих пород при всестороннем сжатии и неравномерном напряженном состоянии в условиях различных температур. Высокая точность полученных данных позволяет использовать их для решения не только тектонических и геофизических задач, но и для проектирования глубоких подземных сооружений. Исследования проведены на оригинальном аппарате, позволяющем испытывать породы при всестороннем давлении до 20 кбар, осевом — до 40 кбар и при температуре до 800°C. Указанные технические характеристики являются наивысшим по сравнению с существующими отечественными и зарубежными аппаратами аналогичного типа.

3) Показано, что исследование малых структурных форм является необходимым звеном, связывающим лабораторные эксперименты по деформации горных пород и полевое изучение тектонических объектов любых размеров. Применение экспериментальных данных в исследовании малых структурных форм позволило разработать новый метод количественного определения деформации геологических тел по измерениям полос излома, выявить новые закономерности преломления кливажа, показать возможность применения теории симметрии для описания структуры геологических формаций, систематизировать задачи и методы их решения, связанные с изучением деформации пород в полевых условиях. Указанные теоретические разработки использованы в сравнительном анализе деформационных структур метаморфических толщ Восточного Забайкалья и Южного Урала. Полученные результаты могут быть применены для повышения точности методов детальной геологической съемки и поисков полезных ископаемых.

4) Систематизация данных по современному и древнему вулканизму привела к составлению капитального двухтомного издания, в котором рассмотрены основные задачи и методы молодого научного направления — палеовулканологии, становление и развитие которого происходит в наши дни.

5) Составлена первая планетарная палеовулканологическая карта, отражающая общие закономерности пространственного размещения нижнепалеозойского вулканизма, выявлена планетарная система вулканических поясов, установлено их соответствие крупным прогнутым зонам литосферы, обрамляющим древние континенты, определены общие черты структуры вулканических областей, хронологические закономер-

ности проявления нижнепалеозойского вулканизма и другие особенности связи тектоники и вулканизма.

6) Проведено изучение молодого вулканизма Монголии, которое позволило установить подавляющее развитие в этом секторе Центрально-Азиатской вулканической провинции щелочных базальтоидов, выявить основные особенности проявлений базальтового вулканизма, выделить типичные для них петрографические провинции и охарактеризовать главные типы базальтоидных ассоциаций. Установлено сходство некоторых из них с сериями щелочных базальтов океанических островов. Впервые, после единичных находок В.И. Влодавца на Дариганге в процессе исследований было обнаружено повсеместное распространение и значительное разнообразие глубинных включений, представленных ксенолитами ультраосновных и основных пород, а также мегакристами высокого давления. Полученная информация о составе земных недр Монголии позволила построить гипотетические разрезы верхней мантии и нижней коры на этой территории.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. АНОШИН Г.П., КЕПЕЖИНСКАС В.В. Распределение золота в породах кайнозойской Курило-Камчатской вулканической провинции в связи с их петрохимией. - "Геохимия", 1972, №8, с. 910-925.
2. АНОШИН Г.П., КЕПЕЖИНСКАС В.В. Золото в щелочных сериях кайнозойских базальтоидов Монголии. - В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 206.
3. БОНДАРЕНКО П.М. О связи пликативных и дизъюнктивных дислокаций при динамометаморфизме многослойных толщ (по данным моделирования). - В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования, Киев, 1974, с. 201-203.
4. БОНДАРЕНКО П.М. Экспериментальный анализ взаимодействия простых полей напряжений в сложных геологических структурах. - В кн.: Механика литосферы, Л., 1974, с. 15-17.
5. БОНДАРЕНКО П.М. Моделирование надвиговых дислокаций в складчатых областях (на примере Акташских структур Горного Алтая). Новосибирск, "Наука", 1975.
6. БОНДАРЕНКО П.М., ВАСИЛЬЕВ В.И. Способ получения металлической ртути из ртутных руд. - Авторское свидет., Госуд. реестр

изобр. СССР, № 344739, 6.II.1972.

7. ВОЛКОВ В.В. Некоторые общие закономерности размещения нижнепалеозойских вулканогенных формаций и особенности их состава. - В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли, М., "Наука", 1973, с. 51-52.

8. ВОЛКОВ В.В. Нижнепалеозойские вулканогенные формации Южной Сибири, Монголии и Казахстана. - В кн.: Ассоциации вулканогенных пород и вулканические структуры, Новосибирск, 1974, с. 43-48.

9. ВОЛКОВ В.В. Планетарные вулканические пояса нижнего палеозоя. - Тезисы к совещ. по соврем. проблемам геологии. Воронеж, 1974, с. 131-132.

10. ВОЛКОВ В.В. Древние вулканические дуги Алтае-Саяна. - В кн.: Методы палеовулкан. реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 24-25.

11. ВОЛКОВ В.В. Палеовулканология Южной Сибири в позднем докембрии и нижнем палеозое. - В кн.: Палеовулкан. реконструкции, Новосибирск, "Наука", (в печати).

12. ВОЛКОВ В.В., КОВАЛЕВ В.П., ЛАПИН Б.Н. Проблемы размещения планетарных вулканических поясов в палеозое и ее значение для геодинамических построений. - В кн.: Палеовулкан. реконструкции. Новосибирск, "Наука". (в печати).

13. ВОЛКОВ В.В., ЛАПИН Б.Н. Енрекейская структура и некоторые аспекты ордовик-силурийского вулканизма Чингизского хребта. - В кн.: Палеовулкан. реконструкции. Новосибирск, "Наука", (в печати).

14. ГРОМИН В.И. Сравнение деформационных структур метаморфических толщ Восточного Забайкалья и Южного Урала. - В кн.: Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ, 1973, с. 26-28.

15. ГРОМИН В.И. О структуре флишевой формации Южного Урала. - "Геол. и геофиз.", 1974, № 6, с. 122-126.

16. ГРОМИН В.И. Оценка развития экспериментальной тектоники по публикациям. - "Геотектоника", 1974, № 1, с. 124-127.

17. ГРОМИН В.И. О структурах геологических формаций. - В кн.: Вопросы общей и теоретической тектоники. Хабаровск, 1974, с. 86-90.

18. ГРОМИН В.И. Основные задачи изучения геологическими методами процессов деформации горных пород. - "Геол. и геофиз.", 1975, № 10.

19. ГРОМИН В.И. О преломлении кливажа.- "Геол. и геофиз.", 1975, № II,

20. ГРОМИН В.И. Количественное определение деформации геологических тел по измерениям полос излома.- "Докл. АН СССР", 1975, т. 233, № 6, с. 1429-1431.

21. ГРОМИН В.И., ЗАПОРОЖЧЕНКО А.А. Экспериментальная тектоника.- Новосибирск, 1971, с. 132.

22. ГРОМИН В.И. Реконструкции в структурной геологии.- Матлы Всесоюз. постоянно действующего семинара по применению математич. методов и ЭВМ при поиске и разведке полезных ископаемых, Хабаровск, (в печати).

23. ГРОМИН В.И. Полосы излома и их значение в структурной геологии.- "Геол. и геофиз.", 1976, (в печати).

24. ЗОЛОТУХИН В.В., РЯБОВ В.В., УШАКОВ Г.Д. Экспериментальное изучение соотношения полей пластичности пирротина и вмещающих его габбро-долеритов в общих для них $P-T$ условиях (на примере норильских руд).- В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, 1973, с.88-89.

25. ЗОЛОТУХИН В.В., РЯБОВ В.В., УШАКОВ Г.Д. О механической активности сульфидного материала в сплошных норильских рудах.- Докл. АН СССР, 1974, т.216, № 5, с.1117-1120.

26. ЗОЛОТУХИН В.В., РЯБОВ В.В., УШАКОВ Г.Д. Экспериментальное изучение соотношений полей пластичности пирротина, вмещающих его габбро-долеритов и базальтов в связи с проблемой генезиса сульфидных жил внедрения норильского типа.- "Геол. и геофиз.", 1974, № 10, с. 67-73.

27. КАИНОЗОЙСКИЕ щелочные оливиновые базальты Монголии.- В кн.: Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфич. положение. М., 1973, с.7-12. Авт.: Кепежинская В.В., Девяткин Е.В., Лучицкий И.В. и др.

28. КЕПЕЖИНСКАЯ В.В. Ареальный тип кислого континентального вулканизма.- "Геол. и геофиз.", 1971, № 3, с. 63-68.

29. КЕПЕЖИНСКАЯ В.В., ЛУЧИЦКИЙ И.В. О петрохимии кайнозойских вулканических пород Центральной Азии.- "Докл. АН СССР", 1972, т. 205, № 3, с. 669-672.

30. КЕПЕЖИНСКАЯ В.В. Об эволюции позднепалеозойского и мезозойского вулканизма МНР.- В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с.96-98.

31. КЕПЕЖИНСКАС В.В., ЛУЧИЦКИЙ И.В. Пермские вулканические ассоциации Центральной Монголии.—В кн.: Ассоциации вулканогенных пород МНР, их состав и стратиграфич. положение. М., 1973, с. 71—93.

32. КЕПЕЖИНСКАС В.В. Петрохимия позднепалеозойских — ранне-мезозойских вулканических ассоциаций Центральной Монголии:— В кн.: Ассоциации вулканоген. пород и вулканич. структуры. Новосибирск, 1974, с. 4—23.

33. КЕПЕЖИНСКАС В.В. Ультраосновные включения в щелочных базальтоидах Монголии.—В кн.: Глубинные включения и верхняя мантия. Новосибирск, 1974, с. 150—188.

34. КЕПЕЖИНСКАС В.В. Об эволюции позднепалеозойского и мезокайнозойского вулканизма МНР.—В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 136—143.

35. КЕПЕЖИНСКАС В.В., ЛУЧИЦКИЙ И.В. Континентальные вулканические ассоциации Центральной Монголии.—М., "Наука", 1974, с. 70.

36. КЕПЕЖИНСКАС В.В., АНТИПИН В.С. Мегакристы санидина из кайнозойских щелочных базальтоидов Монголии.—"Геол. и геофиз.", 1975, № 2, с. 64—71.

37. КЕПЕЖИНСКАС В.В., ДЕВЯТКИН Е.В., ДАШДАВА З. Кайнозойские базальтоиды Тарягской впадины.—"Геол. и геофиз.", 1975, № 4, с. 3—14.

38. КЕПЕЖИНСКАС В.В., ЛУЧИЦКИЙ И.В. Главные типы базальтовых ассоциаций в кайнозой Монголии.—Юбилейный сборник, посвященный Г.Д. АФАНАСЬЕВУ (в печати).

39. КЕПЕЖИНСКАС В.В., ПАВЛЕНКО А.С., ФИЛЛИПОВ Л.П. Базальтоидные ассоциации в кайнозой Монголии, мегакристы высокого давления и ультраосновные включения.—Труды совещания по геологии Монголии (в печати).

40. КОВАЛЕВ В.П., ЛАПИН Б.Н., ВОЛКОВ В.В. Принципы восстановления и проблема размещения древних вулканических поясов планетарного заложения.—В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск — Камчатский, 1974, с. 9—10

41. ЛУЧИЦКИЙ И.В. Основы палеовулканологии. Т. I, 478 с.; Т. II, 381 с., М., "Наука", 1971.

42. ЛУЧИЦКИЙ И.В. О значении эксперимента в геологии.—В кн.: Проблемы теорет. и регион. тектоники. М., "Наука", 1971, с. 269—280.

43. ЛУЧИЦКИЙ И.В. О кислых магматических породах океанов. — "Геотектоника", 1973, № 5, с.22-34.
44. ЛУЧИЦКИЙ И.В. Некоторые общие вопросы изучения эволюции вулканической деятельности.—В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1973, с. 9-10.
45. ЛУЧИЦКИЙ И.В. Формационный метод и проблема эволюции вулканической деятельности.—В кн.: Проблемы магматической геологии. Новосибирск, 1973, с. 13-27.
46. ЛУЧИЦКИЙ И.В. Эволюция вулканизма в истории Земли.—"Вестник АН СССР, 1973, № 8, с.37-44.
47. ЛУЧИЦКИЙ И.В. Эволюция вулканизма в истории Земли.— В кн.: Геодинамика, магнообразование и вулканизм, Петропавловск—Камчатский, 1974, с. 82-90.
48. ЛУЧИЦКИЙ И.В. Некоторые вопросы изучения эволюции вулканической деятельности.—В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с.37-43.
49. ЛУЧИЦКИЙ И.В. Главные задачи и основные методы палеовулканогенетических реконструкций.— В кн.: Методы палеовул. реконструкций. Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1975, с. 9-10.
50. ЛУЧИЦКИЙ И.В., БОНДАРЕНКО П.М. Моделирование полей напряжения в геологических структурах и его значение в теории рудообразования.— В кн.: роль физ.-тех. свойств горных пород в локализации эндогенных месторождений. М., 1973, с.36-40.
51. ЛУЧИЦКИЙ И.В., БОНДАРЕНКО П.М. Моделирование кольцевых структур.— В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, 1973, с. 86-87.
52. ЛУЧИЦКИЙ И.В., БОНДАРЕНКО П.М. Моделирование полей напряжения над интрузивным куполом.—Докл. АН СССР, 1974, т.216, № 2, с. 316-318.
53. ЛУЧИЦКИЙ И.В., БОНДАРЕНКО П.М. Поля напряжений в складках и прогноз участков локального метаморфизма.—В кн.: Проблемы метаморфогенного рудообразования. Киев, 1974, с. 100-102.
54. ЛУЧИЦКИЙ И.В., БОНДАРЕНКО П.М. Механизм образования концентрических структур над магматическим очагом (по экспериментальным данным).—"Геол. и геофиз.", 1974, № 10, с. 3-19.
55. ЛУЧИЦКИЙ И.В., БОНДАРЕНКО П.М. О механизме образования концентрических структур.—В кн.: Механика литосферы. Л., 1974, с. 13-15.

56. ЛУЧИЦКИЙ И.В., БОНДАРЕНКО П.М. гифтовые долины, их образование и моделирование.-В кн.: Проблемы рифтогенеза. Иркутск, 1975, с. 6-7.

57. ЛУЧИЦКИЙ И.В., БОНДАРЕНКО П.М. Проблема генезиса кальдер по данным моделирования концентрических структур.-В кн.: Палеовулк. реконструкции. Новосибирск, "Наука" (в печати).

58. ЛУЧИЦКИЙ И.В., БОНДАРЕНКО П.М. Моделирование кольцевых структур.-В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, "Наука", (в печати).

59. ЛУЧИЦКИЙ И.В., БОНДАРЕНКО П.М. Систематика и механизм образования концентрических структур.-Доклады советских геологов на 25 сессии МГК, М., "Наука", (в печати).

60. ЛУЧИЦКИЙ И.В., ГРОМИН В.И., УШАКОВ Г.Д. Деформация гипербазитов при высоких давлениях и температурах.-В кн.: Проблемы общей и региональной геологии. Новосибирск, 1971, с. 148-154.

61. ЛУЧИЦКИЙ И.В., ГРОМИН В.И., УШАКОВ Г.Д. Влияние высоких давлений и температур на деформационные свойства гипербазитов.-В кн.: Физич. свойства горн. пород при высоких термодинамических параметрах. Киев, 1971, с. 194-197.

62. ЛУЧИЦКИЙ И.В., ГРОМИН В.И., УШАКОВ Г.Д. Эксперименты по деформации горных пород и их значение для теории рудообразования.-В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах. Новосибирск, 1973, с. 12-13.

63. ЛУЧИЦКИЙ И.В., ГРОМИН В.И., УШАКОВ Г.Д. Эксперименты по деформации горных пород и их значение для теории рудообразования.-В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск, "Наука" (в печати).

64. ЛУЧИЦКИЙ И.В., УШАКОВ Г.Д., ЛОБОВ А.Г. Экспериментальные данные по физико-механическому поведению оливинсодержащего энстатита при давлениях до 10 000 кг/см² и температурах до 500°C -В кн.: Физич. свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, 1974, с. 263-264.

65. О СОВРЕМЕННЫХ методах тектонического эксперимента.-В кн. Тектоника Сибири. Том У. М., "Наука", 1972, с. 165-169. Авт.: Лучицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И., Ушаков Г.Д.

66. ПРОБЛЕМА изучения напряжений и деформаций в земной коре по данным экспериментов с горными породами и эквивалентными материалами.-В кн.: Физич. свойства горных пород при высоких дав-

лениях и температурах. Тбилиси, 1974, с.48-50. Авт.: Лучицкий И.В., Бондаренко П.М., Громин В.И., Ушаков Г.Д.

67. СОБОЛЕВ В.С., КЕПЕЖИНСКАС В.В. Типы дифференциации серий вулканических пород.-"Геол. и геофиз.", 1971, №12, с.9-18.

68. УЛЬТРАОСНОВНЫЕ включения и мегакристы в континентальных сериях кайнозойских щелочных базальтоидов.-В кн.: Геодинамика вулканизма и гидротермального процесса. Петропавловск-Камчатский, 1974, с. 212-213, Авт.: Кежежинскас В.В., Лаврентьев Ю.Г., Усова Л.В., Зоркина Л.С.

69. УШАКОВ Г.Д. Ввод нескольких проводов в камеру высокого давления.-"Приборы и техника эксперимента", 1972, № 4, с. 208.

70. УШАКОВ Г.Д. Новая конструкция мультипликатора для сжатия жидких сред в установке высокого давления.-В кн.: I Всесоюзное совещание по физике и технике высоких давлений. Донецк, 1973, с. 57.

71. УШАКОВ Г.Д. Гидравлическая установка с плавающим контейнером для испытания горных пород под давлением до 20 000 кг/см² и температурах до 800°С.-В кн.: Физические свойства горных пород при высоких давлениях и температурах. Тбилиси, 1974, с. 289.

72. ANOSHIN G.N., KEPEZHINSKAS V.V. The geochemistry of gold in Cenozoic volcanic rocks in connection with their petrochemical peculiarities. - In: International symposium on volcanism and associated metallogenesis. Bucharest, 1973.

СТРУКТУРНО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ НОВЕЙШИХ СТРУК- ТУР В ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В последнее время в изучении новейших структур Сибири широкое применение получили структурно-геоморфологические исследования. В лаборатории геоморфологии и неотектоники работа выполнялась по двум основным направлениям:

1. Разработка методики структурно-геоморфологических исследований с целью изучения новейших тектонических движений и сейсмического районирования;

2. Выяснение типов новейших, в том числе сейсмически активных структур платформенных и орогенных областей.

По первому из указанных направлений была проведена классификация методов морфоструктурных исследований, применяемых для выявления и картирования новейших платформенных и орогенных структур [5].

С учетом обусловленных климатом экзогенных факторов в Западной Сибири выделено пять морфоскульптурных зон. Для каждой из них на основании дешифрирования аэрофотоматериалов, а также геолого-геоморфологических и морфометрических исследований разработаны структурно-геоморфологические методы выявления активных тектонических структур¹⁾. Предложенные геолого-геоморфологичес-

1) Зятькова Л.К., Кузнецова Г.Ф. Структурно-геоморфологические исследования в различных морфоскульптурных зонах Западной Сибири. В кн.: "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири". Изд-во "Наука", Новосибирск, 1970, с.5-25.

Зятькова Л.К. Построение карты интенсивности боковой эрозии для изучения новейших движений в районах вечной мерзлоты. В сб. "Структурно-геоморфол.иссл." "Наука", Новосибирск, 1970, с.46-52.

Зятькова Л.К. Структурно-геоморфологическое дешифрирование с целью поисков локальных структур в закрытых районах Западной Сибири. В сб. "Структурно-геоморфологические исследования в Сибири". "Наука", Новосибирск, 1970, с.70-76.

кие критерии поисков локальных структур в Западной Сибири использованы при поисках районов распространения локальных структур, перспективных в нефтегазоносном отношении. Ряд локальных структур Вахского Приобья, ранее выявленных по геоморфологическим признакам, был подтвержден геолого-геофизическими исследованиями [11].

На материалах по различным районам Алтае-Саянской горной области были разработаны геолого-геоморфологические методы¹⁾ изучения новейших тектонических движений и сейсмического районирования в орогенных условиях [1,2,4,12-18], а также детального изучения современных движений на опытных геодинамических полигонах [3,4].

Работы по второму разделу темы были сосредоточены на выявлении типов новейших структур молодых платформ и их обрамлений на примере Западной Сибири.

На основании разработанных количественных и качественных структурно-геоморфологических методов составлена карта новейшей тектоники с элементами структурной геоморфологии; дана классификация неотектонических структурных форм по времени заложения, по морфологической выраженности в современном рельефе, по характеру проявления новейших движений. Установлено, что в формировании современного структурного плана Западно-Сибирской плиты, несмотря на мощные отложения платформенного чехла, большое влияние оказывают глубинные разломы. Активное проявление по ним новейших тектонических движений предопределило блоковое строение Западной Сибири. В целом вся ее территория расчленена "каркасом" разрывных нарушений на блоки разного порядка, что подтверждается особенностями распределения речных систем и водоразделов.

По характеру развития рельефа и новейшего структурного плана в Западной Сибири выделено три структурно-геоморфологические ступени: платформенная - соответствующая Западно-Сибирской равнине; приплатформенная, преорогенная (Салаиро-Кузнецкое на-

1) Зяткова Л.К. К методике составления карт деформации поверхности выравнивания с целью изучения характера проявления новейших тектонических движений в горных условиях. - В кн.: Поверхности выравнивания, вып. П, Иркутск, 1970.

Зяткова Л.К., Москвин В.И. Применение комплексных структурно-геоморфологических исследований при изучении новейших тектонических движений в Западном Саяне. В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири. Новосибирск, "Наука", 1970, с. 116-142

горье) и орогенная (Алтае-Саянская горная область).

Для платформенной ступени выявлен различный характер отражения структур платформенного чехла в современном рельефе; выяснены морфоструктурные особенности сводов, валов, выступов, впадин; выявлен унаследованный, инверсионный и гетерогенный характер их развития; исследованы структурно-геоморфологические особенности локальных структур Верхне-Салымского, Сургутского, Березовского, Уренгойского нефтегазоносных районов. Проведена классификация новейших структур по времени заложения, по морфологической выраженности их в современном рельефе, по характеру проявления новейших тектонических движений.

В пределах Западно-Сибирской равнины выделены блоки внешнего пояса морфоструктур, где в платформенном чехле развиты выступы, седловины, моноклинали, представленные краевыми предорогенными структурами. Блоки внутреннего пояса морфоструктур приурочены к сводам, валам, мегавалам, впадинам, прогибам.

В горном обрамлении Западной Сибири в пределах приплатформенной ступени выделены краевые поднятия предгорий (Салаира, Кузнецкого Алатау), как структуры, испытывающие медленные, движения в течение длительного периода развития.

В зоне сочленения Западно-Сибирской равнины и Алтае-Саянской горной области выделены новейшие структуры "мобильного" типа сочленения. Для него характерно первоначальное расширение предгорных прогибов за счет опускания прилегающих участков гор, а затем резкое наступление поднятий, на прилегающие предгорные впадины. Этим путем формируются инверсионные морфоструктуры, выраженные в рельефе в виде наклонных, предгорных плато, цокольных равнин, таких как Приобское, Обь-Чумышское. Кроме того, в предорогенной ступени наблюдается "вклинивание" периферических частей горных поднятий Алтая, Салаира, Кузнецкого Алатау в равнинные пространства Западной Сибири. Происходит как бы "откапывание" ранее погребенных морфоструктур. Такие зоны сочленения носят сложное кулисообразное сочетание горных хребтов и обширных предгорных впадин. В целом для приплатформенной ступени характерен: маломощный чехол рыхлых отложений, перекрывающий блоки фундамента, часто выходящего на дневную поверхность.

Орогенная Западно-Сибирская ступень, представленная Алтае-Саянской областью, является активизированной частью молодой За-

падно-Сибирской платформы, одним из звеньев эпиплатформенного, внутриконтинентального орогенного Центрально-Азиатского пояса. Образование его новейших структур происходило в разное время, на разных стадиях новейшего этапа.

Для него, как и для всех эпиплатформенных орогенных поясов характерно то, что зоны, испытавшие очередной этап платформенного развития, вновь вовлекаются в активизацию тектонических движений, что приводит к возрождению горного рельефа и оживлению вулканизма. Общими чертами внутриконтинентальных орогенных поясов, в том числе и Алтае-Саянской области, являются: обширное развитие кор выветривания, зафиксированных на выровненных поверхностях; широкое распространение внутригорных впадин, расположенных на различных гипсометрических уровнях. В основном внутригорные впадины приурочены к активным зонам разломов, характеризующимся повышенной сейсмичностью, и иногда сопровождающихся излиянием четвертичных базальтов.

В пределах орогенной ступени Западной Сибири выделены [4, 6, 10] :

Блоки устойчивых интенсивных поднятий, горсто-блоковые поднятия, соответствующие высокогорным массивам с "останцовыми" древними поверхностями выравнивания (Восточный Танну-Ола, Сангилен, Восточно-Тувинское нагорье), с амплитудами поднятий, относительно прилегающих предгорных впадин, - от 1500 до 2000 м.

Блоки наиболее интенсивных поднятий. Горстовые крупные поднятия с альпинотипным рельефом (Южный Алтай), с амплитудами поднятий - 2500-3000 м.

Блоки менее интенсивных поднятий - глыбовые среднегорные, низкогорные поднятия, с амплитудами поднятий - 1000-1500 м.

В пределах орогенной ступени, по характеру развития современного морфоструктурного плана с учетом возраста консолидации древних структур, выделены Алтайский и Саяно-Тувинский структурно-геоморфологические комплексы [10].

Для Алтайского комплекса характерны сбросо-сводовые поднятия с узкими тектоническими блоками, приразломными горстами, внутригорными, приразломными впадинами. Это морфоструктуры активных поднятий, с ними связана сейсмичность территории. Для Саяно-Тувинского комплекса типичны крупные горстовые поднятия, ограниченные разломами, значительной протяженности, с наложенными

обширными впадинами, секущими структуры вкрест простирания; это сейсмически активные морфоструктуры (типа Тоджинской - внутригорной впадины Тувы).

По характеру развития и соотношения с фундаментом в пределах Алтае-Саянской горной области выделено три типа межгорных впадин [6]:

- а) межгорные впадины орогенной ступени с унаследованным характером развития, приуроченные к докайнозойским синклиналям и мульдам (Хемчикская, Кызыльская, Убсунурская);
- б) межгорные впадины с инверсионным развитием, образованные на месте опустившихся тектонических блоков в пределах антиклинальных структур и древних массивов (Улугхемская, Тоджинская);
- в) межгорные, приразломные впадины - грабены, образованные на месте опустившихся тектонических блоков, приуроченные к зонам глубинных разломов и часто расположенные на стыке разновозрастных структур.

На составленной схеме новейшей тектоники Алтае-Саянской области с элементами структурной геоморфологии проведена предварительная классификация разрывных нарушений по морфологическим признакам; Выделены: 1. Зоны глубинных разломов - разделяющие крупные разновозрастные морфоструктуры I и II порядка с активизацией тектонических движений в течение длительного периода; 2. Зоны разломов, разделяющие и осложняющие крупные структуры на блоки, более низкого порядка, ограничивающие морфоструктуры III-IV порядка; они являются составными элементами глубинных разломов.

По характеру проявления новейших тектонических движений, неоген-четвертичные разломы подразделены на: 1 - активные разломы, приуроченные к древним разрывным нарушениям; 2 - частично "омоложенные" палеозойские разломы с локальным проявлением новейших тектонических движений; 3 - вновь образованные разломы. В пределах этих групп установлены сейсмически активные участки разломов.

Особый интерес для прогнозирования сейсмически активных зон и установления предвестников землетрясений имеют районы сочленения структур с различным характером проявления тектонических движений, т.е. районы длительных прошлых поднятий и опусканий, в настоящее время испытывающие активную перестройку современных реч-

ных долин, интенсивные эрозионные расчленения, проявление молодого вулканизма. Это - районы Восточной Тувы, зоны сочленения Западного и Восточного Танну-Ола, торцовый тип структур Шапшальского, Западно-Саянского и Тувинского комплексов.

Г.А.Черновым составлена карта разломной тектоники Алтае - Саянской области в м-бе 1:2.500.000 с включением смежных районов Восточного Казахстана и Западного Прибайкалья. На ней показаны характерные проявления геодинамических процессов, отражающихся в современном рельефе сейсмических зон. К их числу следует отнести молодые разломы и приуроченные к ним участки речных долин, активно прорезающих водораздельные хребты, отчетливо выраженные границы межгорных и предгорных впадин. На карте показаны также главнейшие разломы древнего заложения. В различных условных знаках отражена их активизация на протяжении длительной геологической эволюции. Выделенные зоны сейсмодислокаций позволяют установить вероятное расположение очагов землетрясений [16,17]. Выявлено, что наиболее сконцентрированные эпицентры землетрясений наблюдаются на участках своеобразных "узлов" разломов, в которых сходятся разрывные нарушения различной ориентировки (Шапшальская, Таннуольская, Восточно-Тувинская эпицентральные зоны). Сказываются на сейсмическую активность земной коры и некоторые общие закономерности древних структур. Они проявляются в том, что сложно построенные новейшие структурные узлы, наложенные на структуры допалеозойского времени, оказываются наиболее тектонически активными. Отсюда следует высокая концентрация эпицентров землетрясений на участках разноориентированных разломов, образующих "пучки", пересечения, сгущения. Так, сейсмически активные новейшие структуры наблюдаются в области пересечения докембрийских "внутренних" массивов глубинными разломами, такими как Бийхемский, Окинский, Хамардабанский, Сангиленский, к которым приурочены внутригорные, приразломные впадины - грабены и районы распространения третичных и четвертичных базальтов.

Выявленные типы новейших как платформенных, так и орогенных структур Западной Сибири, свидетельствуют о продолжающемся активном развитии этого региона. Проведенные работы имеют значение для оценки перспектив нефтегазоносности северной платформенной части Западной Сибири, и для решения ряда вопросов и

женерной геологии в связи с проектированием и строительством гидротехнических сооружений в Алтае-Саянской области. Для последующего более детального изучения новейшей тектоники и сейсмичности южного горного обрамления Сибири необходим комплексный анализ геолого-геофизических и геоморфологических данных, направленный на изучение связи поверхностных неотектонических структур с глубинными; на выявление зон сейсмических напряжений и отражения их в структурах и формах современного рельефа; на установление закономерностей расположения активных неотектонических структур; на выявление подвижных планетарных зон "дробления" земной коры; на изучение закономерностей проявления новейших, в том числе и современных тектонических движений в различных геолого-геоморфологических условиях.

На основании проведенных структурно-геоморфологических исследований в Западной Сибири можно уверенно говорить, что структурная геоморфология как особое научное направление, все активнее проникает в область геологии, геотектоники, геофизики. Оно позволяет раскрыть тесную зависимость формирования современной географической оболочки Земли от глубинного строения. Со временем структурная геоморфология, вооруженная материалами космических съемок, глубокого бурения, будет способствовать распознаванию через современный рельеф внутреннего строения Земли, особенностей и динамики проявления новейших тектонических движений.

БИБЛИОГРАФИЯ

1. ВДОВИН В.В., КУРОПАТКИН Ю.В. Антропогенные дизъюнктивные нарушения в Кузбассе. - В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М., "Наука", 1975, с.65-68.
2. ЗЯТКОВА Л.К. Анализ деформации поверхности выравнивания - один из методов изучения новейшей тектоники (на примере Западного Саяна). - В кн.: Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971, с.124-155.
3. ЗЯТКОВА Л.К. К вопросу о структурно-геоморфологических исследованиях при изучении современных тектонических движений на полигонах. - В кн.: Современные движения земной коры. Таллин, 1972, с.47-48.

4. ЗЯТКОВА Л.К. Новейшая тектоника Западного Саяна. - Новосибирск, "Наука", 1973, 173 с.

5. ЗЯТКОВА Л.К. Классификация методов морфоструктурных исследований, применяемых для выявления и картирования новейших структур. - В кн.: Тектоника Сибири, т. VI. Новосибирск, "Наука", 1973, с.5-12.

6. ЗЯТКОВА Л.К. Роль разломов в формировании современных морфоструктур Тувы. - В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М., "Наука", 1975, с.72-77.

7. ЗЯТКОВА Л.К. Идеи Ю.А.Мещерякова в структурной геоморфологии Сибири. - В кн.: Структурно-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке. М., "Наука", 1975, с.5-13.

8. ЗЯТКОВА Л.К. Отражение рифтообразных структур фундамента в современном рельефе Западной Сибири. - В кн.: Проблемы геоморфологии и геологии Северной Азии. Новосибирск, "Наука", (в печати)

9. ЗЯТКОВА Л.К. Структурная геоморфология Западной Сибири. - М., "Наука", (в печати).

10. ЗЯТКОВА Л.К. Структурная геоморфология Алтае-Саянской горной области. - Новосибирск, "Наука", (в печати).

11. ЗЯТКОВА Л.К., КАРАГОДИН Ю.Н. Морфоструктурные критерии поисков залежей нефти и газа в пределах молодых платформ (на примере Западной Сибири). - Тезисы на Международный симпозиум по морфоструктурному анализу при поисках полезных ископаемых. М., 1976 (в печати).

12. ЗЯТКОВА Л.К. Методы изучения истории развития рельефа Сибири и Дальнего Востока. - В кн.: Проблемы эндогенного рельефообразования. М., "Наука", (в печати).

13. ЗЯТКОВА Л.К. Геоморфологические аспекты локальных структур. - В кн.: Проблемы прикладной геоморфологии. М., "Наука", (в печати).

14. МИЛЯЕВА Л.С. О новейших тектонических движениях западной части Восточного Саяна. - В кн.: Тектоника Сибири. т. VI, Новосибирск, "Наука", 1971, с.78-82.

15. "СТРУКТУРНО-геоморфологические исследования в Сибири и на Дальнем Востоке" (отв.ред. Н.А.ФЛОРЕНСОВ, Л.К.ЗЯТКОВА). М., "Наука", 1975, 203 с.

16. ЧЕРНОВ Г.А., ЖАЛКОВСКИЙ Н.Д., ЦИБУЛЬЧИК И.Д. Каргыйское землетрясение 28 февраля 1972 г. - Геол. и геофиз., 1974, №7, с.124-132.

17. ЧЕРНОВ Г.А. Новейшая структура Алтае-Саянской области и ее связь с сейсмичностью. - В кн.: Сейсмичность Алтае-Саянской области. Новосибирск, "Наука", (в печати).

18. ЯКИМЕНКО Э.Л. Анализ склонов и динамика развития рельефа. - В кн.: Поверхности выравнивания гор Сибири. Новосибирск, "Наука", 1971, с.88-92.

Технический редактор *Л. А. Панина*

Подписано к печати 4.П.1976г. МН 02631.
Бумага 60x84/16. Печ.л. 10,75. Уч.-изд. л. 10,15.
Тираж 550. Заказ 95. Цена 70 коп.

Институт геологии и геофизики СО АН СССР
Новосибирск, 90. Ротап rint.

Цена 70 коп.

1759