

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

**ЛЕНИНГРАД
1973**

МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВСЕСОЮЗНЫЙ ОРДЕНА ЛЕНИНА НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ (ВСЕГЕИ)
НАУЧНЫЙ СОВЕТ ПО РУДООБРАЗОВАНИЮ АН СССР
ЦЕНТРАЛЬНОЕ ПРАВЛЕНИЕ
НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКОГО ГОРНОГО ОБЩЕСТВА

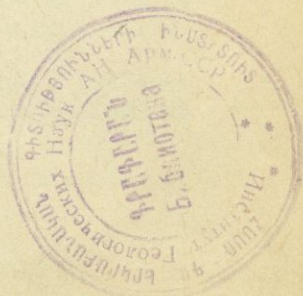
5

МЕТАЛЛОГЕНИЯ И НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

1081

*Краткие тезисы докладов
к Всесоюзному научно-техническому совещанию
«Проблемы металлогении в свете идей новой глобальной тектоники»
17—20 декабря 1973 г.*

ЛЕНИНГРАД
1973



Сборник посвящен обсуждению проблем металлогении в свете новых идей глобальной тектоники.

Основная цель сборника — сопоставить данные общей металльной и региональной металлогении с положениями новой глобальной тектоники и выяснить степень их соответствия. Авторы докладов пришли в этом отношении к разным выводам: одни принимают положения новой глобальной тектоники и находят возможным увязать с ними закономерности размещения месторождений; другие приводят возражения против основных положений этой концепции или ее частных выводов.

В целом сборник отражает дискуссионность рассматриваемой проблемы, прогрессивные черты концепции новой глобальной тектоники, ее серьезные противоречия и трудности, которые еще предстоит преодолеть с точки зрения дальнейшего развития металлогении и прогноза.

Редакционная коллегия:

Д. В. Рундквист (*гл. редактор*), В. А. Унксов (*отв. редактор*), Э. А. Морозова (*уч. секретарь*), В. И. Васильев, В. И. Драгунов, В. М. Немцович, Л. М. Плотников, С. С. Шульц (*мл.*)

ПРЕДИСЛОВИЕ

В последнее десятилетие в результате подводного бурения, глубоководного драгирования, проведения массовых сейсмических, палеомагнитных, радиологических и геокосмических исследований получены новые данные по строению дна океанов, океанической и материковой земной коры, на основе которых разрабатывается гипотеза новой глобальной тектоники (или тектоники плит).

Несмотря на целый ряд неясностей и противоречий, данная гипотеза подошла к той грани, где необходима ее практическая апробация и корректировка в рамках планетарной и региональной металлогении — учения о закономерностях размещения и развития полезных ископаемых в пространстве и времени.

Обсуждение современных проблем металлогении в аспекте идей новой глобальной тектоники и является задачей настоящего совещания.

Совещание организовано по инициативе первичной организации Научно-технического горного общества ВСЕГЕИ и проводится по линии Центрального правления научно-технического горного общества, Государственного Комитета по науке и технике при СМ СССР, Научного совета по рудообразованию АН СССР, Всесоюзного ордена Ленина научно-исследовательского геологического института (ВСЕГЕИ).

Публикуемые доклады подразделяются на пять частей. В первой части рассматриваются теоретические проблемы новой глобальной тектоники в связи с вопросами планетарной металлогении и прогнозирования полезных ископаемых. Во второй показано, что наиболее общие закономерности тектонического строения, развития и минерогенеза вскрываются исследованием иерархических и систематических соотношений геологических объектов, исследованием филогенетического и онтогенетического аспектов их эволюции. Эти исследования основываются на концепции уровней организации, с позиций которой оцениваются, в частности, и представления новой глобальной тектоники и их положение в общей системе геологических знаний.

В докладах третьей части излагаются материалы по региональной металлогении крупных поясов, сегментов и блоков Земли (Тихоокеанский и Средиземноморский подвижные пояса, Юго-Восточная Азия, Корякское нагорье, Камчатка, Зайсанская и Казахстанская складчатые области, Африка, Анды и платформы южного полушария) в свете новой глобальной тектоники. Четвертая часть посвящена пространственно-временным закономерностям размещения отдельных групп полезных ископаемых (ртуть, сурьма, олово и полезные ископаемые, связанные с гипербазитами и офиолитовыми формациями). В пятой излагаются сведения о глобальных рудоконтролирующих структурах и их металлогении.

Нет сомнения, что публикуемые доклады и совещание будут способствовать теоретическому обоснованию и развитию исследований по прогнозированию месторождений полезных ископаемых.

Оргкомитет

1. ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ И НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТЕНИКА

А. А. Ковалев
(Москва, ГК по науке и технике СМ СССР)

НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТЕНИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

ОБЗОР СОСТОЯНИЯ ПРОБЛЕМЫ

В 1968 г. были сформулированы основные положения концепции тектоники плит, или новой глобальной тектоники, что привело к значительным сдвигам в представлениях об основных процессах развития земной коры: осадконакопления, магматизма, эволюции геосинклиналей, подвижных зон и орогенических поясов, а также к созданию региональных мобилистских моделей.

В 1969 г. А. Митчелл и Г. Ридинг, выделив с позиций концепции тектоники плит четыре типа геосинклиналей (атлантический, андский, островной дуги и Японского моря) и три типа орогенеза (андский, островной дуги и гималайский), определили особенности осадконакопления в геосинклиналях; в 1971 г. они предложили модель островной дуги и стадии ее эволюции.

Дж. Дьюи и Дж. Бёрд (1970), исходя из предположения о том, что орогенические пояса являются результатом тангенциальных движений литосферных плит, а доорогеническое геосинклинальное накопление осадков происходило в тех же условиях, которые теперь установлены в океанах и на окраинах континентов, рассмотрели фазы циклического развития океанов, континентальных окраин и орогенов: 1) растяжения и разрыва континента (открытие океанического бассейна); 2) растяжения — сжатия (начало поглощения плиты) и 3) сжатия (сокращение океана, столкновение плит и образование паратектонического орогена). Кроме того, в дополнение к типам геосинклиналей М. Кея (1955) они выделили истинные геосинклинали, развивающиеся на коре океанического типа: лептогеосинклинали (абиссальные океанические плато и срединноокеанические хребты), идиогеосинклинали — малые океанические бассейны (окраинные моря), глубоководные желоба, островные дуги (ортотектонические орогены) и кайнегеосинклинали, сформированные на переходной коре от океанической к континентальной. Дьюи и Бёрд предложили модели развития горных складчатых поясов: кордильерского типа и типа столкновения (столкновение островной дуги и континента и двух плит с континентальной корой) и проанализировали геологические особенности образования и становления офиолитовых серий и их значение для расшифровки эволюции орогенических поясов.

Попытки объяснить пространственные закономерности формирования главных типов геосинклинальных серий пород с позиций мобилизма делались У. Дикенсоном и другими зарубежными исследователями, а в СССР — сотрудниками ГИН АН СССР под руководством А. В. Пейве, Л. П. Зоненшайном, С. С. Шульцем (мл.) и другими геологами.

Одновременно с теоретическими разработками глобальной и региональных моделей развития земной коры исследователи приступили

к анализу эволюции складчатых поясов и отдельных регионов с позиций мобилизма. Одной из первых явилась работа Дж. Дьюи (1969) по Аппалачам. В дальнейшем были проанализированы эволюции Кордильер Канады (Моэн, 1971; Монже и др., 1972), Индонезийского архипелага (Катили, 1971), шотландских каледонид (Дьюи, Ранкруст, 1970), скандинавских каледонид (Никельсон, 1971), Венесуэльских Анд (Шагам, 1971), бассейна Амазонки (Гуймараес, 1971), Центральных Анд (Джеймс, 1971), Тасманской геосинклинали (Оверсби, 1971), уралид (Гамильтон, 1970), герцинид Монголии (Дергунов и др., 1971), Северо-Востока СССР (Чуркин, 1972), Центрально-Азиатского складчатого пояса (Зоненшайн, 1972) и другие. Начато выяснение истории развития отдельных территорий (щитов) Северной Америки и Африки в докембрии. На тектонической секции МГК (1972 г.) рассматривалась эволюция территории Ирана, Ньюфаундленда, Гималаев, Калифорнии, Южных Альп, Антарктики и других районов, а отдельные доклады были посвящены важным структурным элементам тектоники плит — трансформным разломам и зонам поглощения. В 1973 г. Радулеску и Сандулеску с позиций концепции тектоники плит проанализировали геологическую структуру Карпат.

Еще до создания концепции тектоники плит были предприняты попытки «статического» использования концепций дрейфа для выяснения некоторых закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых. Восстанавливая позиции континентов до дрейфа, определяли первоначальные границы рудных поясов. В. Петрашек (1968) это сделал для редкометалльных, полиметаллических и золоторудных поясов Гондванских материков (Южная Америка и Африка, Австралия и Индия) и Лавразии; А. Кроуфорд (1970) и Ф. де Клозе (1972) — для рудных поясов Гондваны; Л. С. Бородин (1971) — для щелочных провинций и карбонатитовых месторождений Европы, Африки и Америки.

Концепция глобальной тектоники открыла новые возможности анализа условий формирования месторождений полезных ископаемых и причины возникновения металлогенических провинций в зависимости от эволюции важнейших структурных элементов земной коры: островных дуг, окраин континентов и т. д.

Р. Ходдер и В. Холлистер (1972) с учетом современных представлений об орогении краевых частей жестких плит земной коры рассмотрели на примере Британской Колумбии генезис медных и молибденовых месторождений порфирового типа.

И. Перейра и Ч. Диксон (1971) отметили, что тип рудной минерализации определяется характером и морфологией краевых частей жестких литосферных плит: в обстановке «атлантического» типа окраин плит создаются условия для подводного вулканизма и формирования массивных пиритовых руд в подушечных лавах; в островных дугах происходит вулканогенно-осадочное медно-пиритовое рудообразование; а на окраинах «андского» типа образуются медно-порфировые руды.

Р. Силлитоу (1972) обратил внимание на то, что в орогенических поясах западных частей Северной и Южной Америки металлогенические провинции вытянуты примерно параллельно континентальным окраинам, от которых в глубь континента с запада на восток последовательно расположены железорудные, меднорудная (с некоторым количеством золота и молибдена), полиметаллическая с серебром провинции, а еще восточнее в некоторых районах встречаются оловянные и молибденовые месторождения. Основным механизмом формирования эндогенных месторождений, которым объясняется и возникающая металлогеническая зональность, по Силлитоу, является частичное последовательное выплавление гранитоидной магмы из поглощаемой океанической коры и пелагических осадков под надвигаемой окраинной литосферной плиты, несущей континентальную кору. С учетом распро-

странения месторождений в глобальном масштабе охарактеризованы условия формирования эндогенного оруденения для порфировых медных и медно-молибденовых месторождений, связанных с известково-щелочным магматизмом.

В работе Ф. Соукинса (1972) дана систематика сульфидных рудных месторождений, основанная на различных тектонических режимах литосферных плит. Главная мысль автора заключается в том, что металлогенические провинции орогенических поясов имеют непосредственное отношение к магматизму, контролируемому зонами поглощения, и что источником металлов, заимствованных андезитовой и фельзитовой магмами, являлись породы в месте зарождения магмы.

А. Снелгроув (1971), применяя мобилистские модели и металлогенические представления Дж. Дьюи и Дж. Бёрда, У. Уокера, Ф. Гайлда, В. Л. Барсукова и др., пришел к выводу о возможности обнаружения в краевой части Турецкой литосферной плиты медно-молибденовых порфировых месторождений, аналогичных месторождениям Медет в Болгарии, Чалкидики в Северной Греции и Сар Чесмен в Керманском районе Ирака.

В. Л. Барсуков и Л. В. Дмитриев (1972) обратили внимание на закономерную связь размещения в земной коре главных оловорудных узлов с некоторыми основными элементами глобальной тектоники.

У. Уокер (1971, 1972) выделил четыре главных структурных элемента земной коры: континентальные и океанические платформы, участки восходящих (uprise) и нисходящих (downflow) конвекционных потоков в мантии и соответствующие им типы месторождений полезных ископаемых. Уокер считает, что наиболее важные месторождения связаны с «downflow», выраженными островными дугами в океанах, а на континентах — орогеническими складчатыми поясами кордильерского типа. Он полагает, что эти месторождения возникли в начальную, раннюю, среднюю и позднюю стадии развития геосинклиналей; концепция Уокера представляет собой комбинацию модернизированной геосинклинальной основы и металлогенических построений Ю. А. Билибина.

Ф. Гайлд дал классификацию важнейших типов месторождений полезных ископаемых по их связи с наращиваемыми, трансформными и поглощаемыми окраинами плит, в их океанических частях, у континентальных окраин атлантического типа и в срединных частях континентальных плит. В докладе на XXIV сессии МГК Ф. Гайлд показал, что большинство постэоценовых эндогенных металлогенических провинций локализовано на краях или вблизи границ современных литосферных плит. Гайлд предполагает, что месторождения типа рассолов и отложений тяжелых металлов в Красном море и Болео (Мексика) могли быть сформированы вдоль рифтов на сопряжении с трансформными разломами, а рудные провинции среднетретичного возраста и известково-щелочной магматизм связаны с частичным плавлением поглощаемой литосферной плиты на глубинах от 100 до 200 км.

Анализ литературы показывает, что большинство советских геологов еще не признают большой роли горизонтальных движений в развитии земной коры.

Исследователи, признающие горизонтальные движения земной коры, могут быть разделены (как это сделал А. В. Пейве) на мини-, миди- и максимобилистов. Большинство придерживается двух первых точек зрения. С позиций умеренного мобилизма Л. П. Зоненшайном предложена новая единая модель геосинклинального процесса, которая предполагает латеральную миграцию вещества в связи с развитием тектоноферы (зоны Беньофа), однако отрицает существование зон поглощения и значительные перемещения литосферных плит. Л. П. Зоненшайн и др. (1973) на основе созданной модели рассмотрели строение и

эволюцию западной части Тихоокеанского пояса и отметили закономерную структурно-магматическую и металлогеническую зональность, подчиненную в своей конфигурации эвгеосинклинальным зонам. М. А. Фаворская развивает концепцию о длительно существующих глобальных рудоконцентрирующих системах нарушений (шириной от 20 до 40 км), уходящих на большую глубину в мантию. По ее мнению, эти рудоконцентрирующие системы, наиболее четко фиксируемые на дне океанов, прослеживаются на континенты и могут пересекать их.

Советские геологи еще мало используют мобилистские геотектонические концепции для переинтерпретации строения и эволюции отдельных регионов и металлогенического анализа, в то время как «геологов многих стран охватила волна увлечения металлогенией» (В. И. Смирнов, 1973). При этом в качестве геотектонической основы чаще всего используется максимобилистская концепция тектоники плит.

По мнению автора, концепция тектоники плит более полно объясняет существующее на земном шаре многообразие геотектонических обстановок и факты, полученные при исследовании дна океанов, занимающих 2/3 земной поверхности, а также важнейшие геодинамические процессы: землетрясения, вулканизм, складчатость и горообразование. С позиций концепций тектоники плит можно наметить следующие основные направления регионального анализа закономерностей формирования и размещения месторождений полезных ископаемых:

1) совершенствование и уточнение разработанных глобальных и региональных геотектонических моделей развития подвижных зон стабильных элементов земной коры (теоретическое геотектоническое направление);

2) рассмотрение на основе этих теоретических геотектонических моделей строения, развития и эволюции земной коры территории нашей страны (региональный геотектонический анализ);

3) разработка теории динамической исторической геологии, которая в отличие от существующей — статической должна в первую очередь восстановить взаиморасположение и направление движения континентов и микроконтинентов, время разрыва и спаивания (столкновения) литосферных плит, несущих континентальную кору, время заложения островных дуг (микроконтинентов) и их причленения к материкам; периоды прохождения литосферных плит, несущих континенты и микроконтиненты, через тропическую, аридные, гумидные и арктические климатические зоны. Наиболее достоверные данные для палеодинамических реконструкций, по-видимому, будут получены палеомагнитным методом;

4) сопоставление результатов регионального геотектонического анализа различных рудных провинций и важнейших металлогенических зон, выяснение условий образования и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, создание и уточнение глобальных и региональных металлогенических и минерогенических моделей (теория регионального металлогенического анализа).

Трудности применения новых концепций глобальной тектоники и создаваемых на ее основе металлогенических и прогнозных построений состоят в том, что указанные направления регионального анализа должны развиваться как подсистемы в постоянном взаимодействии между собой.

МОБИЛИСТСКО-МОБИЛИЗАЦИОННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ КОНЦЕПЦИЯ

Первоначальная металлогеническая концепция о закономерной приуроченности эндогенных месторождений к определенным стадиям развития геосинклиналей (Билибин, 1955) подвергается в последние годы коррективам. Развиваются представления о полициклической метал-

логении геосинклиналей (Семенов и др., 1967; Смирнов, 1967) гетерогенности источников рудообразующих веществ (Смирнов, 1970), роли постгеосинклинальной тектоно-магматической активизации (Щеглов, 1968, 1971), линейных и каркасных геотектоногенов (Щерба, 1970) и глобальных рудоконцентрирующих структур (Фаворская, 1968, 1971). Однако основой всех этих металлогенических концепций остается гипотеза о решающем значении вертикальных тектонических движений в развитии земной коры.

Использование положений тектоники плит позволяет создать более совершенную, чем существующие, металлогеническую концепцию. В основу такой концепции (назовем ее мобилистско-мобилизационной) следует положить представления:

а) о глобальной геотектонической модели (верхняя оболочка Земли сложена литосферными плитами, которые нарастаются в океанических хребтах, поглощаются в глубоководных желобах и перемещаются относительно друг друга по трансформным разломам);

б) о региональных моделях подвижных зон, развивающихся на краях, реже в пределах литосферных плит при процессах растяжения и сжатия, обусловливаемых конвекционными потоками в мантии (в первую очередь должны рассматриваться рифтовые зоны на континентах или плитах с континентальной корой, срединно-океанические хребты, депрессии на пассивных окраинах континентов, островные вулканические дуги, депрессии окраинных морей, окраинные хребты активных окраин континентов, зоны сочленения двух островных дуг или дуги и континента и двух крупных плит с континентальной корой); об особенностях осадконакопления, вулканизма, интрузивного магматизма, тектонических и метаморфических процессов этих подвижных зон; в дальнейшем потребуется определить роль сочленений трансформных разломов с перечисленными подвижными зонами, а также тройных сочленений (triple junction) литосферных плит в развитии тектонических структур и рудообразовании;

в) о том, что процесс развития подвижных зон завершался столкновением литосферных плит, напознанием одной плиты на другую, в результате чего континентальная кора областей заверенной складчатости представляет собой серию наклонно залегающих пакетов сученных пластин метаморфических пород;

г) о гетерогенности источников рудообразующих флюидов, в частности: о формировании ювенильных вод из поступающих в зону поглощения пород океанической коры (из воды, заклоченной в пелагических осадках, амфиболитах базальтового слоя и серпентинизированных породах верхней мантии), широком участии флюидов из уплотняющихся и метаморфизируемых пород, а также рассолов;

д) о полигенности источников рудного вещества, которыми, по-видимому, могут являться: мантийное вещество, базальтовая, андезитовая и палингенная гранитная магмы, пелагические глубоководные осадки, турбидиты и терригенные отложения, метаморфизируемые в зоне поглощения, метаморфические породы, слагающие нижние и средние этажи континентальной коры;

е) о большом значении фильтрационного источника рудного вещества, т. е. заимствовании (мобилизации) его гидротермальными растворами из верхней мантии, магматических, метаморфических и осадочных пород различного состава;

ж) о разнообразии металлогенических провинций и эндогенных месторождений полезных ископаемых, а также вариациях вещественного состава в них, обусловленных мобилизацией рудообразующих веществ из пород надвигаемой литосферной плиты на разных глубинах различными по составу растворами; о более постоянных условиях рудоотложения, вызываемого изменением термодинамического режима,

приводящего к возникновению определенных парагенезисов и рудной зональности;

3) о том, что при металлогеническом анализе могут быть использованы известные закономерные связи определенных типов сингенетических или почти сингенетических с вмещающими породами месторождений (осадочно-гидротермальных, вулканогенно-осадочных, плутогенных и некоторых других) с соответствующими осадочно-вулканогенными и интрузивными формациями. Для выявления закономерного размещения отчетливо эпигенетических, наложенных (регенерированных, в более широком понимании, чем у Шнейдерхена, 1957) эндогенных месторождений, имеющих фильтрационный источник рудного вещества, необходимо анализировать данные о геодинамических процессах, совершавшихся в предшествующую тектоническую фазу, т. е. в фазу формирования пластины метаморфических пород, слагающей нижние и средние этажи структурно-металлогенической зоны;

и) о том, что сходные по вещественному составу эндогенные месторождения полезных ископаемых могут возникать в разных типах подвижных зон, когда совпадают соответствующие источники флюидов и рудообразующих веществ. Например, полиметаллические месторождения стратиформного или жильного типа наблюдаются как в складчатых поясах активных окраин континентов, так и на островных дугах. Однако однотипные месторождения, сформированные в различных подвижных зонах, очевидно, будут различаться по своим масштабам, что очень важно для количественной оценки месторождений и прогнозирования;

к) о том, что масштаб месторождений полезных ископаемых и соответственно масштаб процессов рудообразования, приведших к их возникновению, определяется в первую очередь размерами литосферных плит и ограничивающих их тектонических разломов. Уникальные и очень крупные по масштабам месторождения определенных типов, повидимому, возникали вдоль границ плит первого порядка (хотя в этих же зонах возможно образование крупных и средних месторождений других типов);

л) о характерных месторождениях для различных типов подвижных зон: медно-молибденовые порфировые, олово-вольфрамовые и олово-серебряные, ртутные гидротермальные месторождения, а также гидротермальные и инфильтрационные урановые месторождения приурочены к складчатым поясам на активных окраинах континентов; вулканогенно-гидротермальные колчеданные (массивные железоколчеданные, медные, полиметаллические) и золоторудные — к островным дугам; эсклагационно-осадочные и гидротермально-осадочные колчеданные (медь, полиметаллы) — к окраинным морям; золото-серебряные в эффузивах и золоторудные в терригенных породах — к зонам столкновения островных дуг с континентами; гидротермально-осадочные окисные и карбонатные марганцевые, лептохлорит-шамозитовые, гематитовые (железорудные) и медно-полиметаллические месторождения, а также редкометалльные карбонатитовые месторождения — к рифтовым зонам на континентах.

Мобилистско-мобилизационная металлогеническая концепция учитывает представления о гетерогенности источников флюидов и рудообразующих веществ (Королев, 1959; Смирнов, 1970) и с позиций тектоники плит объясняет явления унаследованного и полициклического развития рудообразующих процессов. Мобилистские модели подвижных зон дают лучшее объяснение фактам тектоно-магматической активизации. Отраженная активизация (в понимании А. Д. Щеглова), видимо, проявляется в зонах столкновения островных дуг с континентами, а автономная — по крайней мере, в двух различных геотектонических обстановках: на активных окраинах континентов, под которыми происхо-

дило поглощение океанической коры, и в рифтовых зонах. Для активных окраин характерен кислый вулканизм, а в рифтовых зонах преобладают продукты базальтовой магмы. В Забайкалье очевидно проявились оба типа автономной активизации: раннемезозойская активизация активной окраины наращенной Сибирской плиты в процессе развития Монголо-Охотского пояса и позднемезозойско-кайнозойское рифтообразование.

Предполагается, что мобилистско-мобилизационная металлогеническая концепция позволит переинтерпретировать геологическое строение и эволюцию рудных провинций, уточнить условия формирования и закономерности размещения месторождений полезных ископаемых.

П. Н. Кропоткин
(Москва, ГИН АН СССР)

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ ТЕОРИИ МОБИЛИЗМА

1. Преемственность (сходство и различие) между современной концепцией глобальной тектоники и теорией дрейфа материков, предложенной А. Вегенером.

2. Палеотектонические реконструкции древних материков и их обоснование: а) сходство контуров материкового склона; б) соответствие возраста и простираения разорванных частей древних складчатых поясов; в) аналогии в стратиграфических разрезах, флоре и фауне; г) палеоклиматы и палеомагнетизм.

3. Геодезические данные о современных горизонтальных движениях. Горизонтально ориентированные сжимающие напряжения в земной коре: а) по сейсмологическим данным; б) по непосредственным измерениям в массивах горных пород. Возможная связь тектонических процессов с изменениями радиуса Земли под воздействием космических факторов.

4. Флексурно-сбросовые зоны и паралиагеосинклинали шельфов и прибрежных областей на окраинах раздробленных материковых глыб как вместилище крупнейших месторождений углеводородов.

В. И. Смирнов
(Москва, ИГЕМ АН СССР)

ЗОНЫ БЕНЬОФА И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

1. Зона Беньофа, погружаясь от Тихого океана под азиатский материк, маркируется гипоцентрами глубокофокусных землетрясений, аномалиями гравитационного, магнитного и теплового полей Земли и сопровождается океаническими желобами, располагающимися вдоль островных вулканических дуг. Она рассматривается как глубокопроникающий канал, обеспечивающий поступление в верхние зоны Земли глубинного эндогенного вещества.

2. Зона Беньофа может служить прообразом планетарных структур, контролировавших магматизм и металлогению геосинклинальных областей протерозоя, палеозоя, мезозоя и кайнозоя, как это показано на примерах Тихоокеанского пояса, Кавказа и Урала.

3. На ранней стадии геосинклинального развития вдоль структур типа Беньофа, закладывавшихся на коре океанического типа, формировались эвгеосинклинальные зоны со свойственными им базальтоидным магматизмом и рудообразованием; на средней стадии, на коре континентального типа со стороны висячего бока структуры Беньофа, формировалась многогеосинклинальная зона с гранитоидным магматизмом и рудообразованием; на поздней стадии возникла сеть независимых

разно ориентированных рудоконтролирующих разломов, перекрывающих эвгеосинклинальную и миогеосинклинальную зоны и проникавших в прилегающую платформу.

4. При полигеосинклинальном развитии последующие структуры типа Бенъофа и геосинклинали образуются рядом с ранее возникшими, смещаясь во фронтальную часть первоначальной зоны Бенъофа; так возникают полигеосинклинальные складчатые области с чередованием рудоносных зон, имеющих сходный состав, но относящихся к последовательным металлогеническим эпохам непрерывно омолаживающихся геосинклинальных циклов геологического развития.

5. Анализ геосинклинального магматизма и металлогении с привлечением зоны Бенъофа представляет всего лишь одну из моделей планетарного рудообразования, не исключающего возможности исследования моделей иного типа.

С. Н. Иванов
(Свердловск, УНЦ АН СССР, Ин-т геологии и геохимии
им. Вернадского)

МЕТАЛЛОГЕНИЯ НА НОВОЙ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ОСНОВЕ

ИЗМЕНЕНИЕ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВ МЕТАЛЛОГЕНИИ

В соответствии с новой глобальной тектоникой (НГТ) следует выделять четыре этапа в зарождении и развитии земной коры (ЗК).

Первый этап — образование океанической ЗК. При подъеме материала верхней мантии происходит выплавка из него базитов, а также, как показали надежные исследования на Урале (А. А. Ефимов и др.), образование метасоматических габброидов и амфиболитов. Зарождающаяся эвгеосинклиналь на этом этапе выглядит как протяженный океанический хребет обычно с центральной узкой рифтовой долиной. Реликты образований рифтовых долин установлены нами на Урале и известны в других местах. Обстановка их образования характеризуется низким общим давлением, условиями растяжения и относительно высокой температурой. Характерный процесс — выплавка сухих котектических базальтов типа толентов срединных океанических рифтовых долин и реже — несколько более щелочных. При образовании апогипербазитовых комплексов происходит очень устойчивый во времени метасоматоз с привносом Al и Ca и частично Si и выносом Fe и Mg. Характерна ранняя гидратация базитов и ультрабазитов, установленная нами на Урале (1964 г.) и выявленная сейчас в океанических хребтах.

С горными породами этого периода в эвгеосинклиналях прошлого связаны месторождения платины, титаномагнетита, хромита, колчеданные рудопоявления. В современных рифтах известны металлоносные рассолы и сульфидная минерализация.

Второй этап (который пока можно объединять с первым) — развитие океанической ЗК. Большое металлогеническое значение, видимо, имеют глубинные процессы дифференциации базальтоидных очагов, переносимых вместе с океанической литосферой к краям континентов.

Третий этап — зарождение континентальной ЗК — наступает, когда океаническая литосфера («плита») вступает в активное соприкосновение с континентальной или промежуточной (островнодуговой) литосферой и погружается под нее.

Четвертый этап — развитие континентальной ЗК — охватывает процессы, идущие как в третий этап, так и позже. Погружающаяся часть океанической ЗК дегидратируется, и горячие флюиды выдавливаются по разломам и другим проницаемым зонам вверх.

Частичное расплавление опускающейся плиты должно происходить на глубине около 120—200 км, что подтверждается расположением молодых рудных провинций, сопровождающих андезитовый магматизм, в прибрежных районах Тихого океана.

Первоначально формируются так называемые гранитоиды и соответствующие им вулканы базальтоидного ряда, представляющие собой сухие и маловодные котектики глубинного происхождения. Это — плагиограниты и натриевые дациты (ныне кварцевые альбитофиры), сопровождающие без лав промежуточного состава габброиды и толеитовые базальтоиды. С ними связаны крупнейшие медноколчеданные месторождения.

По мере погружения под встречную плиту и одновременно все далее от ее края начинают появляться все более калиевые ацидиты как в вулканической, так и в интрузивной фации. Минералогический состав лав усложняется с переходом к известково-щелочным последовательно дифференцированным лавам, иногда завершающимся появлением порфиоров и сиенитов. Характерны скарново-магнетитовые месторождения, иногда с примесью цветных металлов.

Во второй половине четвертого этапа появляются син- и посторогенные интрузии существенно калиевых гранитоидов. Начинается этот ряд обычно с диоритов и плагиогранитов, с которыми связаны крупнейшие месторождения жильного золота, сульфидно-касситеритовые месторождения и отчасти другие. Далее следуют гранитные посторогенные интрузии с их характерной металлогенией — Au, Ag, Pb, Zn, Sn, W, As, Se и другими металлами жильных гидротермальных, грейзеновых и пегматитовых серий. Они представляют собой котектические водонасыщенные низкотемпературные выплавки из континентальной земной коры под влиянием перегретых глубинных существенно водных флюидов. Расположение водных гранитов отвечает удаленным от края континента областям, под которыми океаническая кора опускается вдоль фокальной зоны на большую глубину. Не исключено, что еще более глубинным звеном являются щелочные породы с характерными для них редкими элементами, апатитом, нефелином и др.

Периодичность формирования земной коры во времени. Многие данные указывают на цикличность рассмотренного выше взаимодействия океанической и континентальной литосферы. В каждом цикле видно приблизительно одновременное существование в примерно параллельном расположении эвгеосинклинальной (диабазовой), островодуговой (андезитовой, терригенной), гранито-гнейсовой и иногда еще щелочной зон (а быть может, и так называемой зоны удаленной минерализации). Каждый такой цикл развивается в сравнительно небольшом интервале времени, затем, видимо, наступает перерыв, перестройка глубинной структуры и начинается новый цикл с движением океанической коры вглубь, уже по новой зоне уноса. Интервал между одинаковыми фазами соседних циклов различен (от доли до единиц периодов). Геологические данные показывают наложение нового цикла на продукты предшествующего, обычно со сдвижением всех зон в сторону океана так, что материк оказывается наращенным на десятки или даже сотни километров.

Таким образом, в идеализированной схеме наблюдаются два порядка зональности, параллельной краю континентальной плиты: 1) зональность внутри каждого цикла с некоторым возможным омоложением пород в сторону континента; 2) зональность более крупного масштаба с омоложением одноформационных толщ в сторону океана. В действительности картины бывают много сложнее вследствие трансформных разломов, смены направления движений литосферных плит и других причин.

Фундамент геосинклиналей. Новые данные о том, что геосинклинальные области зарождались в условиях формирования океанической коры и что гипербазит-габбро-амфиболитовые толщи являются исходным фундаментом, на котором развивались последующие процессы, существенно изменяют отстройку разрезов геосинклинальных областей со всеми вытекающими отсюда практическими следствиями.

Существенно меняются представления и о срединных массивах геосинклинальных областей. Несколько упрощая, можно сказать, что они рисуются сейчас не как расширяющиеся книзу выступы древнего фундамента, а как «микроконтиненты» — гранитизированные глыбы среди океанической коры.

Главные стадии формирования геосинклиналей. Целесообразно и практически возможно на специальных тектонических картах (типа демонстрируемого макета по Уралу) выделять образования четырех этапов. В докладе даются пояснения к макету металлогенической карты на такой принципиально новой геотектонической основе. Авторы макета — сотрудники ИГиГ УНЦ АН СССР, ГИН АН СССР и Уральского ТГУ.

Горизонтальные перемещения и меланж. Благодаря исследованиям ведущей группы геологов ГИН АН СССР на многих примерах выясняется, что геосинклинальные горные сооружения представляют собой в значительной мере чешуйчатые образования с надвиганием пластин со стороны эвгеосинклинальной зоны в сторону континентальной плиты. Надвиги имеют крупный масштаб (десятки и даже сотни километров), сближают некогда удаленные зоны и осложняют картину зональной цикличности.

Было выяснено, что смятые ультрабазиты очень часто представляют собой тектонические брекчии с преобладанием серпентинита (серпентинитовый меланж) и что многие зоны альпинотипных серпентинизированных гипербазитов состоят из пород с ясными признаками сильных деформаций и являются протрузиями.

Теоретическая модель геосинклинального образования земной коры с позиций НГТ еще далеко не совершенна. Создающаяся на ее базе новая металлогеническая модель — лишь первый набросок. Приведем некоторые примеры.

Титаномagnetитовые месторождения. Метасоматическое образование пироксенитов и далее амфиболитов по ультрабазитам, установленное при формировании океанической коры, связано с освобождением железа из оливина, замещаемого пироксеном и амфиболом. Изучение геохимии, и в частности изменения железистости главных минералов пироксенитов, горнблендитов и других пород крупнейшего титаномagnetитового Качканарского месторождения, позволило Ю. А. Волченко связать источник железа, закономерности размещения руд и полезных примесей в них с пироксенизацией и амфиболитизацией мантийных ультрабазитов. Намечается основа для планирования поисковых работ.

Колчеданные месторождения. Колчеданные месторождения связаны с первым и вторым этапами развития ЗК. Кремнекислые натриевые вулканы, за которыми следует оруденение, появляются еще в период растяжения и трещинных излияний рифтовых океанических долин. Диабазы же и спилиты рудных полей колчеданных месторождений по своей исходной характеристике практически неотличимы от толеитов срединноокеанических хребтов. Напрашивается сопоставление сульфидной минерализации и образовавших ее горячих рассолов рифта Красного моря, а также скоплений пирита в районе Восточно-Тихоокеанского поднятия с гидротермально-осадочными процессами прошлого. С дру-

гой стороны, типичные колчеданные залежи связаны с глубоководными вулканами центрального типа, остатки которых в отдельных случаях как будто встречаются и среди мелководных отложений. Таким образом, рудоносные натриевые кремнекислые магмы возникли в недрах литосферы в первый период в срединно-океанических хребтах, а изверглись на поверхность и в приповерхностные слои земной коры и образовали рудные месторождения, видимо, лишь в начале третьего периода при глубинных деформациях океанической коры в связи с началом опускания ее под встречную плиту. В третьем—четвертом периоде колчеданные месторождения подверглись воздействию деформаций, горячих флюидов и магм, приводящему к метаморфизму и иногда к их разубоживанию и уничтожению (Г. Н. Щерба и др.).

Поиски медноколчеданных месторождений в восточных вулканогенных зонах Среднего Урала (в «Восточно-Уральском синклинории») велись на основе поисковых признаков, установленных в соседней с запада Тагильской зоне (приуроченность к плагиогранитам, кварц-серцитовым сланцам и др.), и не имели успеха. Теперь же выясняется, что восточная зона представляет собой тектонически обособленную чешую, связанную с магнитогорским вулканическим комплексом. Поиски в ней медноколчеданных месторождений следует вести опираясь не на представления, разработанные при анализе Тагило-Красноуральской зоны, а на особенности богатейшего колчеданного оруденения Южного Урала с учетом изменений фациальной обстановки в северном направлении.

Хромитовые месторождения в альпинотипных гипербазитах ведущие исследователи связывают с мантийными источниками. Изучение дунитов разных гипербазитовых формаций показало, что исходный оливин мантии содержит хромшпинелид в виде твердого раствора, который распадается при переходе ультрабазита в условиях меньших $P-T$ (Т. А. Смирнова, П. Я. Ярош). Выделившаяся распыленная фаза хромшпинелида при попадании породы в активные зоны (зоны деформации, проницаемости и обработки горячими флюидами) мигрирует из кристаллических зерен оливина и образует самостоятельные скопления. В условиях же воздействия агентов переноса в четвертый период хромитовые скопления, в том числе, видимо, и руды, разубоживаются. Хром из шпинелидов переходит в хромовые силикаты (хлориты, амфиболы и др.) и рассеивается (С. В. Москалева). Поэтому крупные месторождения хромитов сохранились только вне зон формирования земной коры — в больших аллохтонных пластинах, выдвинутых ранним шарьяжем за континентальный край.

Бокситы и нефть. На западном склоне Урала в Нижне-Сергинском районе известны проявления бокситовых залежей. Они залегают в верхней части среднедевонского разреза известняков на крыльях крупной тектонической структуры, ядро которой образовано вулканогенным эвгеосинклинальным комплексом, принадлежащим к ордовика и нижнему силуру и, как теперь выяснилось, залегающим в аллохтоне (Г. А. Смирнов, О. В. Беллавин, К. П. Плюснин). До выяснения шарьяжного налегания вулканогенного комплекса поиски бокситов было трудно ориентировать, и они не имели перспектив. После установления шарьяжа крупного масштаба появилась возможность поиска бокситовых тел под тектоническим покровом.

Крупные надвиги на западном склоне Урала с востока на запад, со стороны вулканогенной эвгеосинклинальной зоны в сторону миогеосинклинали, на край Русской платформы привели к залеганию на большом протяжении более молодых верхнепалеозойских толщ под надвинутыми на них с востока отложениями среднего палеозоя. В связи с этим сейчас ведутся буровые поисковые работы в области надвинутого с востока края среднепалеозойских отложений. Более того, выясняется возможность аллохтонного налегания среднепалеозойских вулканогенных

образований на более молодые продуктивные толщи даже в пределах Магнитогорской вулканогенной зоны, где проектируется бурение глубоких поисковых скважин.

РАСПОЛОЖЕНИЕ КРУПНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ

Согласно НГТ, главные металлогенические пояса приурочиваются к современным или прежним окраинам континентов. Постэоценовые рудные месторождения закономерно располагаются относительно современных континентальных плит. Но и не обращаясь к их размещению, можно предвидеть, где по отношению к древней динамической картине размещения континентальных плит располагаются области формирования континентальной земной коры и связанные с ними рудные месторождения. Таким образом, НГТ дает принципиальную возможность уточнить и установить новые металлогенические пояса и их взаимную связь на базе реконструкции положения и направления движения континентов на различных этапах истории Земли.

Новые построения ни в коем случае не отвергают прежние. Они только дают им новое толкование, тем самым очищая их от ошибок и указывая перспективный путь для дальнейших открытий.

Ю. Ф. Чемяков
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ СИСТЕМАТИКА В СВЕТЕ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ И ЕЕ ЗНАЧЕНИЕ ДЛЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

1. Систематика объектов изучения составляет основу любой естественной науки. Поэтому важнейшей проблемой геотектоники является разработка систематики тектонических объектов. Этой проблемой занимаются многие исследователи, что создает предпосылки для ее решения.

2. Объекты тектонического изучения могут быть типологическими и региональными. Поэтому нужно различать типологическую систематику и систематику объектов геотектонического районирования. Типологические объекты выделяются на основе поисков сходных, общих черт среди какой-то определенной категории конкретных родственных объектов. Так, например, на основе изучения ряда платформ путем выявления сходных черт и исключения региональных особенностей разработано обобщенное представление о платформе как о типологической категории. Объекты геотектонического районирования выделяются путем поиска различий в структурном плане, в структурно-формационных особенностях, в наборе структурных форм, в строении земной коры и т. д. Русская и Сибирская платформы, несмотря на принадлежность к одной и той же типологической категории платформ, отличаются друг от друга специфическими региональными особенностями. С типологической точки зрения складчатая область и находящийся в ее пределах срединный массив должны относиться к разным категориям (первая — к подвижным областям, второй — к стабильным). С точки зрения геотектонического районирования данная складчатая область с географическим названием вместе со срединным массивом составляет единую самостоятельную региональную единицу, которой присваивается определенное географическое название. Оба типа систематики необходимы для решения научных и практических проблем. Во многих естественных науках (геоморфология, география, ботаника, зоология) разработаны и действуют обе системы.

3. В типологической систематике тектонические объекты характеризуются показателями, составляющими геотектоническую тетраду: «структура—вещественный состав—генезис—возраст». Все члены тетрады (или их комбинации) могут использоваться на разных таксономических уровнях систематической классификации. При этом чем ниже ранг таксона, тем все более дробные значения членов тетрады используются в качестве критериев на данных таксономических уровнях систематики. Так, например, структурный критерий на высоких уровнях систематики может выступать в виде различия в строении и типах земной коры, на более низких — в виде различия в характере деформаций, на еще более низких — в форме различий в типах складок, разрывов и т. д. Для одного таксономического уровня может использоваться структурный критерий, для другого — вещественный состав, для третьего — генетический критерий и т. д.

4. Построение типологической систематики затруднено неудовлетворительным состоянием тектонической терминологии. Часто в один и тот же термин вкладывают разные понятия. Так, например, под «молодой платформой» одни исследователи понимают платформы типа Запдно-Сибирской, а другие — области «завершенной» складчатости. Подобные термины нужно исключать как скомпрометированные, если не удастся закрепить за ними строго определённые значения. Многие термины имеют региональное, а не типологическое значение (например, геосинклинальная область). В типологической систематике их нужно заменять типологическими же терминами (пример: геосинклиналь). В названия ряда объектов включаются детальные характеристики, превращающие их в понятия (например, эпиплатформенные складчатоглыбовые области). Эти термины-понятия нужно заменить односложными короткими терминами. Построение типологической систематики должно сопровождаться упорядочением терминологии. Ниже автор пользуется имеющимися терминами, несмотря на их недостатки.

5. Идеи новой глобальной тектоники революционизировали геотектонику и должны учитываться при построении тектонической систематики. В ее основе должна лежать схема, потенциально содержащая (подобно периодической системе элементов) все объективно существующие в природе тектонические таксоны разных рангов. Предлагаемая нами систематика еще не разработана в полной мере. Основная цель автора — продемонстрировать основные принципы построения типологической систематики.

6. Типологическая систематика должна включать систему подчиненных друг другу таксонов. Может быть использована следующая система таксонов (от высоких к низким; в скобках указаны порядки, или ранги, таксонов): класс (I), отряд (II), семейство (III), серия (IV), группа (V), комплекс (VI), тип (VII), форма (VIII), элементы форм (IX). Допустимо применение промежуточных категорий (подкласс, подотряд, подсемейство и др.). Могут использоваться и другие системы таксонов. Термины «таксон», «категория», «объект» употребляются как атаксономичные. Для выражения подчиненности и соподчиненности ниже принята буквенно-цифровая индексация, имеющая чисто служебное значение.

7. Таксоны I порядка представлены двумя классами (таблица): А) подвижные пояса, или мобилиды (в дальнейшем обозначаемые ПП), включающие все подвижные пояса Земли, и Б) относительно стабильные области (литоплиты, или геоплиты) — совокупность латерально перемещающихся жестких плит Земли. Критерий выделения классов: форма в плане и степень подвижности объектов. Таксоны II порядка включают 6 отрядов: AI) континентальные ПП, или террамобилюды, AII) океанические ПП, или талассиды, AIII) океаническо-континентальные ПП, или диамобилюды, выделяющиеся соответ-

Типологическая классификация геотектонических категорий

Порядок таксонов	Мобильные линейные в плане категории А	Относительно стабильные изометрич- ные в плане категории Б
I	Мобилиды (подвижные поя- са) (ПП)	Литоплиты (геоплиты) (ЛП)
II	Континентальные ПП (терра- мобилиды) Океанические ПП (таласси- ды) Континентально-океаниче- ские ПП (диамобилиды)	Континентальные ЛП (терраплиты) Океанические ЛП (талассоплиты) Океаническо-континентальные ЛП (билитоплиты)
III	Складчатые ПП Разрывные ПП Складчато-разрывные ПП	Эпейрократоны Талассократоны
IV	Коллизионные ПП Спрединг — ПП Сдвиговые ПП	Платформы древние Платформы молодые
V	ПП сжатия континентальных плит ПП сжатия континентальных и океанических плит ПП сжатия океанических плит ПП спрединга континенталь- ных плит ПП спрединга океанических плит ПП спрединга континенталь- ных и океанических плит Сдвиговые ПП (трансформ- ные сдвиги — разломы)	Плиты Щиты Массивы срединные
VI	Интрагеосинклинали Интрагеоантиклинали Антиклинории Синклинории Впадины межгорные Надвиги, шарьяжи Разломы внутрикоровые, ко- ровые, мантийные Грабен-синклинории Горстантиклинории и др.	Поднятия Погружения
VII	Антиклинали Синклинали Грабен-синклинали Горсты Грабены и др.	Синеклизы Антеклизы Впадины перикратонные и др.
VIII	Складки разных типов Разломы разных типов	Купола Мульды Структурные носы и др.
IX	Элементы форм (крылья складок, оси складок и др.)	Элементы форм (крылья структур, оси и др.)



ственно в пределах материков, океанов и между материками и океанами; BI) континентальные стабильные области (терраплиты) — литоплиты с континентальной корой, BII) океанические стабильные области, талассоплиты (например, талассоплита Пацифида), BIII) океаническо-континентальные стабильные области (билитоплиты), например плита, включающая Западную Африку и восточную часть юга Атлантического океана. Критерий выделения отрядов: различие в основных типах земной коры. Таксоны III порядка (семейства) представлены в пределах AI, AII, AIII тремя категориями: складчатыми ПП, разрывными ПП и складчато-разрывными ПП. Среди таксонов BI, BII, BIII различаются эпейрократоны и талассократоны. Критерии выделения первых трех семейств — различия в характере дислокаций (пластические или разрывные), последних двух — различия в структуре земной коры. Таксоны IV порядка (серии) в пределах мобилит выделяются по характеру латеральных движений, создающих ПП: коллизионные ПП, ПП спрединга, сдвиговые ПП, а в пределах стабильных структур по структурно-возрастным особенностям различаются древние и молодые кратоны. Таксоны V порядка различаются по характеру взаимодействия литоплит, подвергающихся латеральным перемещениям, с выделением ПП сжатия континентальных литоплит (оргениды, авлакогены, структурные швы и др.), ПП сжатия континентальных и океанических литоплит (геосинклинали или зоны всасывания, зоны Бенюфа и др.), ПП сжатия океанических литоплит, ПП спрединга океанических литоплит (талассиды, океанические рифты и др.), ПП спрединга континентальных и океанических литоплит, ПП спрединга континентальных литоплит (сводовые ПП, материковые рифты и др.), сдвиговые ПП (континентальные, океанические и континентально-океанические трансформные разломы-сдвиги и др.). Среди стабильных структур в зависимости от истории развития и структурных особенностей различаются плиты, щиты, срединные массивы и др. На рассмотрении таксонов VI, VII, VIII, IX порядков мы не останавливаемся. Принципы их выделения очевидны из приводимых в таблице примеров.

8. Перечисленные в таблице таксоны могут быть реликтовыми и развивающимися в настоящее время. К реликтовым относятся те категории, развитие которых в прежнем направлении прекратилось из-за изменения условий геотектогенеза (таковы, например, каледонские и герцинские геосинклинали).

9. Для диагностики тектонических таксонов важен геоморфологический критерий, который мы рассмотрим на примере категорий V порядка. ПП сжатия континентальных литоплит выражены в рельефе в виде сложнопостроенных линейно вытянутых горных систем с горными хребтами и межгорными впадинами (например, Гималаи). ПП сжатия континентальных и океанических литоплит геоморфологически представляются в виде сочетания островных дуг и океанических желобов (пример — молодые геосинклинали Тихоокеанского ПП). ПП сжатия океанических литоплит находят выражение в виде подводных или надводных вулканических хребтов-дуг, сочетающихся с океаническими желобами (примеры — дуги Рю-Кю, Марианская и др.). ПП спрединга континентальных плит выражаются в рельефе в виде сводовых поднятий (например, Верхоянский хребет) или материковых рифтов (примеры: Байкальский рифт, Восточно-Африканская система рифтов). ПП спрединга океанических литоплит геоморфологически представляется в форме срединно-океанических хребтов и океанических поднятий (отличающихся тем, что в первых отчетливо выражены рифтовые долины и окаймляющие рифтовые хребты, а во вторых рифты отсутствуют и «хребты» имеют вид сводовых подводных линейно вытянутых поднятий). ПП спрединга континентальных и океанических литоплит представляют собой рифтовые сооружения, расположенные между

материковыми и океаническими глыбами. Большой частью они являются переходными между океаническими и материковыми рифтами. Сдвиговые ПП морфологически выражены в виде трансформных разломов, вдоль которых наблюдаются перпендикулярные рифтам долины-грабены без хребтов или с одним или несколькими хребтами с обилием вулканических построек. Относительно стабильные области (эпейро- и талассократоны, кратоны, плиты и т. д.) выражены в рельефе Земли обширными денудационными, или аккумулятивными реликтовыми, или развивающимися равнинами. Согласно концепции неомобилизма, они испытывают медленные латеральные передвижения по астеносфере, но благодаря жесткости литоплит не подвергаются горизонтальным деформациям.

10. Систематика категорий геотектонического районирования должна включать линейные и изометричные в плане региональные единицы. Основной принцип геотектонического районирования — последовательное деление территорий и акваторий на территориально разграниченные и не проникающие друг в друга региональные единицы, все более дробные по размерам, отличающиеся специфическими региональными особенностями. Всем региональным единицам на изучаемой территории присваиваются собственные названия.

11. Для построения систематики объектов геотектонического районирования и схем геотектонического районирования могут быть использованы нижеперечисленные таксоны (в скобках примеры): I порядка — геотектонические страны (материки, океаны), II порядка — геотектонические провинции (провинции Русской платформы, Атлантического талассида и др.), III порядка — геотектонические области (Сихотэ-Алинская складчатая область и др.), IV порядка — геотектонические районы (районы Воронежской антеклизы, Сихотэ-Алинского синклиория и др.). Можно выделять и промежуточные таксоны (подпровинции, подобласти, подрайоны и др.). Возможно использование и других систем терминологии для систематики региональных единиц (например, для линейно вытянутых категорий — пояса, системы, зоны, линии и т. п. с географическими названиями).

12. Рассмотренные проблемы позволяют наметить основные пути дальнейшего развития металлогении. Основной задачей теоретической металлогении является разработка моделей металлогенического процесса для основных типологических тектонических категорий и в первую очередь для таксонов V порядка. Типологические таксоны могут быть развивающимися и реликтовыми. Поэтому металлогенические модели должны строиться с учетом данных ретроспективного анализа, т. е. анализа эволюционно меняющегося металлогенического процесса. Таким образом, должны быть разработаны металлогенические модели зон спрединга материковых литоплит, зон спрединга материковых и океанических литоплит, зон спрединга океанических литоплит, зон сочленения основных типов коллизионно развивающихся океанических и материковых литоплит и для относительно стабильных (жестких латерально) литоплит, в которых сложно сочетаются друг с другом реликтовые элементы разного типа и возраста (например, складчатые фундаменты кратонов и их осадочные чехлы).

Основной задачей региональной металлогении в свете новой глобальной тектоники является выделение и картирование развивающихся и реликтовых региональных металлогенических категорий разных таксономических рангов, установление их металлогенической специализации, поиск сходства и различий.

Одной из наиболее актуальных задач прикладной металлогении должна являться разработка новых критериев прогноза и, наконец, непосредственное прогнозирование поисков полезных ископаемых в свете идей новой глобальной тектоники.

Новые данные теоретической и региональной металлогении должны лечь в основу разработки новой методики и новых методов металлогенических исследований, металлогенического картирования и металлогенического анализа и синтеза. Крайне необходима возможно более срочная разработка методических руководств по металлогеническим исследованиям, металлогеническому картированию территории СССР в разных масштабах и металлогеническому анализу и синтезу в свете идей новой глобальной тектоники.

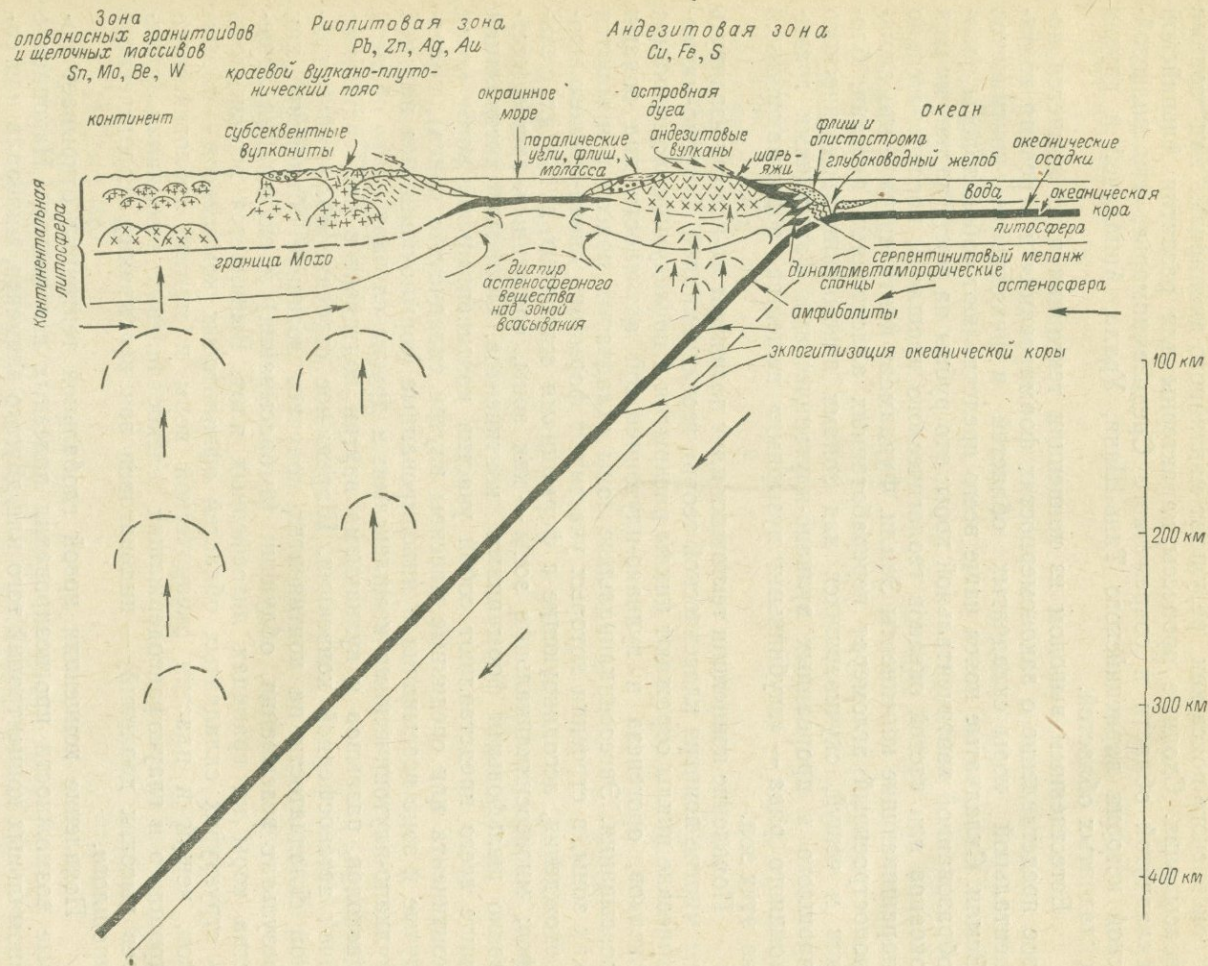
Естественно, что все сказанное выше относится не только к собственно металлогении, но вообще ко всему учению о полезных ископаемых (включая и нерудные полезные ископаемые).

С. С. Шульц (мл.)
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

За последнее десятилетие основы классической геологии подвергаются коренному пересмотру. Все более отчетливо выявляется глобальность главных геологических процессов, глубинность источников вещества земной коры (в частности, рудного вещества), высокая мобильность мантии Земли и, как ее отражение, мобильность литосферы. Как было показано Кс. Ле Пишоном (1968), У. Морганом (1968), Б. Айзексом, Дж. Оливером, Л. Сайксом (1968), литосфера Земли состоит из крупных латерально перемещающихся блоков — литосферных плит, движение которых прямо связано с процессом дифференциации мантии и формированием алюмосиликатной оболочки Земли — земной коры. Сиалическая кора формируется в два этапа. В тыловых частях плит (рифтовых зонах срединно-океанических хребтов — зонах растяжения) непрерывно формируется первичная маломощная габбро-базальтовая океаническая кора, последовательно раздвигающаяся в стороны от этих зон. Во фронтальных частях (зонах сжатия) за счет скупивания и глубинной переработки засасываемых в глубь мантии блоков океанической коры формируется более сложно построенная и более мощная кора континентального типа. Зоны всасывания и поглощения океанической коры (subduction zones) уходят в глубь мантии на глубины до 700 км и более. Над зонами всасывания в верхних частях мантии и в коре формируются очаги андезитовых и гранитоидных магм, геохимические и металлогенические особенности которых зависят от глубины расположения зон всасывания под ними. В одних случаях над зонами всасывания в системах островных дуг формируется новообразованная континентальная кора, в других — континентальная кора, сформировавшаяся ранее, подтягиваясь к зонам всасывания, испытывает вулканоплутоническую активизацию, причем в областях активизации наблюдается четкая геохимическая и металлогеническая зональность (рисунок). По мере увеличения глубины зон всасывания возрастает общая щелочность магм в очагах над ними и особенно резко повышается содержание калия.

Концепция тектоники плит (новой глобальной тектоники) впервые удовлетворительно объясняет общий геохимический баланс вещества внешних оболочек Земли, динамику главных геологических процессов и закономерности строения и геологической истории складчатых поясов. Эта концепция, несомненно, нуждается в дополнениях, из которых важнейшим, по мнению автора, является представление о вторичном рифтогенезе и формировании микроокеанических бассейнов в результате воздымания диапиров мантийного вещества над зонами всасывания. Внимание к этому явлению было привлечено Д. Кэригом (1971),



Схематический обобщенный разрез зоны всасывания, островной дуги, микроокеанического бассейна и края континента над ней с указанием местоположения главнейших формирующихся вулканоплутонических, осадочных и рудных формаций.

рассмотревшим раскрытие окраинных морей северо-западной части Тихоокеанского пояса как результат мантийного диапиризма над зонами всасывания. Сходные процессы характерны для развития Альпийской складчатой области и современного Средиземноморья, для палеозойской истории варисийского Тянь-Шаня, Урала, Аппалачей и других складчатых областей.

Естественным выводом из концепции тектоники плит является новое представление о закономерностях формирования и строения континентальной коры складчатых областей и фундамента континентов Земли. Складчатые пояса чаще всего представляют собой полосы новообразованной континентальной коры; это рубцы на месте замкнувшихся океанов или частей океанов геологического прошлого, последовательно наращивающие континенты Земли. Фундамент континентов — это сложнопостроенный агломерат переработанных аллохтонных пластин, блоков и чешуй, скучивавшихся над зонами всасывания геологического прошлого и прорванных вулканоплутоническими формациями гранитоидного ряда — «глубинными пузырями» вещества, поднимающимися из этих зон.

Появление концепции тектоники плит позволяет по-новому взглянуть на многие понятия классической теории геосинклиналей. Тектоно-магматические циклы отражают циклы раскрытия и последующего замыкания океанов, орогенеза и вулканоплутонической активности над зонами всасывания. Эвгеосинклинальные зоны складчатых поясов понимаются как зоны, в строении которых участвуют формации океанического происхождения, ассоциирующие с формациями островных дуг и их шельфов; миеосинклинальные зоны — как зоны, сложенные преимущественно шельфовыми формациями континентов. Области активизации чаще всего представляют собой участки континентальной коры (края континента или срединные массивы внутри складчатого пояса), подтянутые к зоне всасывания и инъецированные формирующимися над ней вулканоплутоническими комплексами; в других случаях — это области расколов, разрывов и вулканизма внутри континентов над границами ячеек астеносферной конвекции. Шарьяжное строение областей линейной складчатости на континентах получает логичное объяснение как результат всасывания, обдукции (выбрасывания) и скучивания вещества коры на границах литосферных плит. Выявляется особая роль в структурах складчатых областей офиолитовых комплексов — обрывков, чешуй и пластин океанической коры и мантии геологического прошлого и глаукофансодержащих зеленосланцевых ассоциаций (сланцев высоких давлений) — индикаторов зон всасывания геологического прошлого.

Появление концепции новой глобальной тектоники открывает новые возможности прогнозирования полезных ископаемых. Накопление аномальных концентраций того или другого элемента, минерала или соединения в земной коре почти всегда — прямо или косвенно — связано с движением литосферных плит или с тектоническими, магматическими и метасоматическими процессами, порождаемыми этим движением. Специфические комплексы полезных ископаемых характерны для пластин и блоков океанической коры и мантии, для магматических комплексов, формирующихся над зонами всасывания, для зон трансформных разломов и для зон континентального рифтогенеза (таблица).

С разрезами блоков океанической коры и мантии в складчатых областях связаны месторождения хромитов, платины, титаномагнетита, талька, асбеста, кобальта, никеля, иногда железа и марганца. Месторождения хромитов обычно концентрируются в верхних частях разрезов мантийного дунит-гарцбургитового «рестита», непосредственно подстилающих в офиолитовых аллохтонах породы океанической коры — кумулятивные оливиновые габбро (хромиты аллохтонов

Характерные вулкано-плутонические и осадочные формации и полезные ископаемые главнейших структурных элементов земной коры и зон вулкано-плутонических поясов

Характеристика	Области растяжения					Области сжатия на границах литосферных плит					Области сдвиговых дислокаций и трансформных разломов (на континентах)
	внутри литосферных плит		на границах литосферных плит			Формирование континентальной коры					
	Разрывы континентальной коры		Формирование океанической коры			Вулкано-плутонические пояса и области активизации над зонами всасывания					
			Срединно-океанические хребты		Окраинные и средиземные моря						
	Области внутриконтинентального растяжения и рифтогенеза	Расколы, раздвиги, астроблемы (?) на континентальной коре	Океаническая кора и мантийный "рестит" (на континентах и островных дугах — в офиолитовых аллохтонах)		Области вторичного рифтогенеза и микроокеанических бассейнов (над зонами всасывания (их формации в складчатых поясах — в аллохтонах)	Глубина расположения зон всасывания					
						100—180 км		180—280 км	280—400 км	>400 км	
Зоны андезитового вулканизма						Зоны риолитового вулканизма	Зоны оловяносных и редкометалльных гранитоидов	Зоны щелочных и ультращелочных массивов			
Островные дуги (в складчатых поясах — в аллохтонах)	Андезитовые пояса окраин континентов и срединных массивов										
Характерные примеры областей, поясов, массивов или аллохтонных комплексов данного типа	Великие африканские разломы, разломы Сибирской платформы	Великая Дайка Родезии, Бушвелд, Сёдбери	Срединно-океанические хребты, офиолитовые аллохтоны Новой Каледонии, Филиппин, Кубы, Индонезии, Полярного и Южного Урала	Концентрические массивы платиноносного пояса Урала, Аляски, Британской Колумбии, Венесуэлы	Окраинные моря северо-западной части Тихого океана, Карибское море, Средиземное и Черное моря, Валлийская зона Альп, Вардарская зона динарид	Япония, Курильская, Алеутская дуги, Тагильский и Магнитогорский аллохтоны Урала, эффузивные аллохтоны Южного Тянь-Шаня	Андезитовые пояса Анд и Кордильер, Центрального Казахстана	Риолитовые и дацит-липаритовые субсеквентные пояса: Охотско-Чукотский, Сихотэ-Алинский; Рудный Алтай, Срединный и Юго-Западный Тянь-Шань	Яно-Колымская и Охотско-Чукотская провинции оловяносных гранитоидов, пояс восточного обрамления плато Колорадо	Пояс щелочных и ультращелочных массивов Швеции, Норвегии и Кольского п-ва	Сдвиг Сан-Андреас (Калифорния); Байкальский рифт и рифты Забайкалья
Характерные вулкано-плутонические формации	Кимберлиты, мелилиты, базальты, щелочные базальты, фонолиты, щелочные породы, карбонатиты	Кумулятивно расслоенные плутоны основного — ультраосновного состава	Сверху вниз: базальты, спилиты, амфиболиты, кумулятивно расслоенные габброиды, троктолиты, клинопироксениты, дуниты, гарцбургиты	Базальты, спилиты, амфиболиты, кумулятивно расслоенные габброиды, гипербазиты	Андезиты, андезито-базальты, контрастные серииты, плагиограниты, гранодиориты, монзониты	Андезиты, латиты, дациты, гранодиориты, монзониты	Риолиты, дациты, латиты, кварцевые монзониты, граниты	Липариты, трахилипариты, пегматиты, двуслюдяные и щелочные граниты, сиениты	Фонолиты, базальты, нефелиновые сиениты, ийолиты, уртиты, карбонатиты	Базальты, андезит-базальты, щелочные базальты, фонолиты	
Характерные осадочные формации	Угли, эвапориты, "грабенные фации"	—	Радиоляриты, кремни, карбонаты, иногда граувакки	На ранних этапах: "грабенные фации", угли, эвапориты; в окраинных и средиземных морях: турбидиты, флиш, граувакки	Карбонаты, глинистые сланцы, турбидиты, флиш, олистостромы (последние маркируют эпохи шарьирования)	Карбонаты, флиш, моласса	Кластические красноватые отложения, моласса, карбонаты и глины мелководных эпиконтинентальных морей, аллювиальные отложения	—	—	Эвапориты, угленосные континентальные толщи, аллювиальные отложения	
Характерные полезные ископаемые и рудные формации	Алмазы, Nb, TR, Та, Li, Be, Zr, Cs, V, P	Cr, Pt, Ti, Cu, Ni	Cr, Ni, Co, Fe, тальк, асбест	Pt, титаномагнетит, тальк, асбест	В офиолитовых аллохтонах: Cr, Ti, Ni, Co, Pt; в осадочных разрезах: угли, нефть, газ. Mn, Fe, Cu, Pb, Zn, иногда K, Li, Na, B	Cu, Fe, S, Au, Ag, в меньшей степени Pb, Zn, Hg	Cu, Fe, Pb, Zn, Au, Ag, Mo, в меньшей степени Hg — Sb	Pb, Zn, Au, Ag, Mo, Hg — Sb — F, алуниты	Sn, W, Be, Zr, Bi, Mo, Th, U, V	Апатиты, Nb — Та, Li, Be, Zr, Sr, TR	B, K, Li, Na, F, Hg — Sb
Примеры месторождений	Алмазы: Кимберли, Моллин (ЮАР), Мир (Якутия); Nb: Луэш (Конго); TR: Каронге (Руанда)	Cr, Pt, Cu, Ni, Ti: Бушвелд (ЮАР), Сёдбери (Канада)	Cr: Кемпирсай (Урал), Масинлок (Филиппины), Гулеман (Турция); Ni, Co, Cr: Папуа (Новая Каледония); тальк: Зинельбулак (Султануиздаг); асбест: Баженовское (Урал)	Pt: Кытлым (Урал); Ti, Pt: Качканар (Урал)	Cr — Ti: Монте-Роза, Дора-Майна (Альпы); Mn: месторождения Малых Карпат; Mn, Fe: Рудобанья (Венгрия); угли: Западный Сахалин	Cu — Pb — Zn: руды Куруко (Япония); Cu: медноколчеданное месторождения Урала и Мугоджар; Au — Ag: месторождения сва Хонсю (Япония); Fe — Cu: магнетит-халькопировые скарновые руды Кубы, Пуэрто-Рико	Cu: Чукикамата, Эль-Теньенте, Эль-Сальвадор (Чили); Cu, Mo, Pb, Zn: Бингем (США); Au — Ag: Эль-Оро и другие золотосеребряные месторождения Мексики, Гондураса, Коста-Рики	Pb, Zn, Cu: Ленингорское, Зыряновское (Алтай), Хандиза (Юго-Западный Тянь-Шань); Pb, Zn: Морокочи (Перу); Ag, Pb, Zn: месторождения Мексики, запада США и Канады; Hg — Sn: Хайдаркан (Южный Тянь-Шань), Идрин (Югославия), Нью-Альмаден (Калифорния)	Sn: Лалагуа (Боливия), месторождения Яно-Колымской и Охотско-Чукотской провинций (СССР); Sn — W: Пирквитес (Аргентина); U — V: месторождения плато Колорадо (США)	Карбонатитовые месторождения: Фен (Норвегия), Ально (Швеция), Кайзерштуль (ФРГ) и др.; апатиты: Хибинский массив (Кольский п-ов)	B: Крамер (Калифорния); B, K, Li: Сёрлс-Лейк (Калифорния); Hg, Sb: Сальфер-Банк (Калифорния)

Папуа в Новой Каледонии, Масинлок на Филиппинах, Гулеман в Турции; месторождение Кемпирсай на Урале; месторождения Кубы, Индонезии). Нередко тела хромитов сохраняют форму будин и линз первичных слоев в кумулятивно расслоенных толщах рестита; первичную ненарушенную форму кумулятивных слоев хромитов можно видеть в Бушвелде и Великой Дайке Родезии.

Месторождения платины и титаномагнетита связаны с офиолитовыми разрезами, подвергшимися более значительной тектонической переработке в зонах всасывания; эти разрезы залегают в настоящее время в виде выжатых (обдущированных) тарелкообразно изогнутых и частично переплавленных аллохтонных чешуй и пластин (платиноносный пояс Урала, массив Тебинбулак в горах Султануиздаг). Месторождения платины и титаномагнетита связаны с клинопироксенит-габбро-анортозитовыми частями офиолитовых разрезов; такое же положение они занимают в Бушвелде, Седбери и габбро-анортозитовых массивах Адирондак-Лабрадорского пояса Северной Америки.

Месторождения никеля и кобальта чаще всего связаны с силикатными рудами, приуроченными к коре выветривания офиолитовых аллохтонов (Новая Каледония, Куба, Филиппины, Индонезия). С латеритными корами выветривания офиолитовых аллохтонов связаны также крупные месторождения бурых железняков (Куба, Индонезия, Филиппины, Гвинея). С вулканогенными и вулканогенно-кремнистыми разрезами океанического происхождения ассоциируют месторождения марганца (гондиты Индии и Африки); в последнее время высказываются предположения об океаническом происхождении железистых кварцитов.

Большое значение для металлогении имеет детальное изучение геохимической и металлогенической зональности вулканоплутонических комплексов над зонами всасывания. Такая зональность над самой крупной системой современных зон всасывания — Тихоокеанским кольцом — уже давно была намечена С. С. Смирновым (1946), М. М. Константиновым (1959), М. И. Ицкисоном (1960) и другими исследователями. Различие в составе лав вулканов, расположенных над участками с различной глубиной гипоцентров землетрясений, отмечавшееся еще Х. Беньофом (1954) и Х. Куно (1959), детально проанализировано в новейших работах Т. Хатертона и У. Дикинсона (1969), Д. Нинковича и Дж. Хейса (1972). Как над современными зонами всасывания, так и над их аналогами в геологическом прошлом можно выделять:

- 1) зону андезитового вулканизма с интрузиями гранодиоритового и монцонитового ряда (банатитами) с медноколчеданным и железноколчеданным оруденением, золотом, серебром, самородной серой, иногда также медно-полиметаллическим порфировым оруденением;

- 2) зону риолитового вулканизма с гранитными интрузиями нормального и монцонитового ряда, с полиметаллическим, золото-серебряно-молибденовым и сурьмяно-ртутным оруденением;

- 3) зону оловоносных и редкометальных существенно калиевых гранитоидов с широким развитием пегматитовых и грейзеновых рудных полей;

- 4) зону развития щелочных и ультращелочных вулканоплутонических комплексов.

Зоны андезитового вулканизма в одних случаях располагаются в системах островных дуг, в других — на окраинах континентов. Островнодужные вулканы андезитового ряда нередко развиваются на океанической коре и наращивают ее разрезы. Для зрелых островных дуг и островнодужных аллохтонов складчатых областей характерна следующая последовательность формаций (во времени и в разрезе снизу вверх): 1) спилит-диабазовая (толеитовая); 2) спилит-кера-

тофировая (контрастная); 3) андезито-базальтовая; 4) андезито-дацитовая (существенно туфогенная) или андезито-риолитовая; 5) карбонатная (с ксенотуфами в основании). С контрастными спилит-кератофировыми и андезит-риолитовыми частями вулканогенных разрезов связаны медноколчеданные и медноколчеданно-полиметаллические месторождения (руды Кууроко в Японии, колчеданные месторождения меди на Филиппинах, на Урале, в Мугоджарах) и месторождения самородной серы (Япония).

С зонами кайнозойского андезитового вулканизма окраинно-континентального типа и с гипабиссальными интрузиями кварцевых монзонит-порфиров в этих зонах связаны крупнейшие меднопорфировые и медно-полиметаллические месторождения Чили, Перу, США и Мексики—Чукикамата, Эль-Теньенте, Эль-Сальвадор, Бингем и другие.

Зоны риолитового вулканизма, как правило, развиваются на сформировавшейся континентальной коре. С риолитовыми поясами над зонами всасывания и их аналогами—дацит-липаритовыми краевыми вулканоплутоническими поясами и областями субсеквентного вулканизма—связаны прежде всего крупные полиметаллические месторождения («полиметаллический концентр» Тихоокеанского кольца, месторождения Рудного Алтая, Срединного и Юго-Западного Тянь-Шаня, Центрального Казахстана). Сульфиды полиметаллов легко поддаются гидротермальному переносу и могут отлагаться среди карбонатных толщ в участках континентов и срединных массивов, прилегающих к зонам кислого вулканизма (руды хр. Каратау в Тянь-Шане, месторождение Морокочи в Перу и др.). При позднейшем внедрении гранитных интрузий в вулканогенные толщи полиметаллическое оруденение перераспределяется, преобразуясь в оруденение скарнового типа (месторождения Алмалык и Алтын-Топкан в Срединном Тянь-Шане, Трепча в Югославии и др.).

Сурьмяно-ртутные месторождения часто локализуются на поверхностях крупных шарьяжных перекрытий в складчатых областях (месторождения Хайдаркан в Южном Тянь-Шане, Идрия в Югославии, Нью-Альмаден в Калифорнии), а также на линиях трансформных сдвигов и поверхностях других расколов и разрывов. Их формирование чаще всего совпадает по времени с эпохами внедрения гранитных батолитов.

Щелочные калиевые гранитоиды, формирующиеся над более глубинными участками зон всасывания (280—400 км), обогащены оловом, вольфрамом, бериллием, литием, иногда также ураном. Пояс оловоносных гранитоидов, обрамляющий западную часть Тихоокеанского кольца, протягивается от Чукотки до Индонезии; его возможным смещенным продолжением является Восточно-Австралийский пояс. В Северной Америке гранитоиды со сходной минерализацией обрамляют с востока плато Колорадо и уходят в Мексику; они характерны также для многих срединных массивов областей палеозойской и альпийской складчатости (Центральный Французский массив, Рудные горы, срединные массивы Центрального Казахстана).

С межгорными прогибами и депрессиями в пределах поясов редкометальной минерализации связаны гидротермальные и инфильтрационные урановые и урано-ванадиевые месторождения (месторождение плато Колорадо в США).

Со щелочными и ультращелочными концентрическими и кольцевыми комплексами, которые формируются над еще более глубинными участками зон всасывания, связаны месторождения тантало-ниобатов, апатита, циркония, стронция, редких земель. Эти комплексы также вытягиваются цепочками, образуя протяженные пояса (пояс щелочных массивов Швеции, Норвегии и Кольского полуострова—массивы Фен, Альнен, Хибинский, Ловозерский и др.). Близкие по составу комплексы формируются внутри континентальных глыб

в зонах внутриконтинентального рифтогенеза (например, комплексы щелочно-ультраосновных и карбонатитовых месторождений Южной Африки).

Многие вулканоплутонические комплексы и гранито-гнейсовые купола, развивающиеся над зонами всасывания в процессе формирования или наращивания континентальной коры, характеризуются выдержанными концентрическими формами; поэтому фундамент континентов изобилует концентрическими и кольцевыми структурами, хорошо дешифрируемыми на космических снимках. Размеры структур зависят от глубины их заложения. Многие концентры имеют сотни километров в диаметре; на их краях и во внутренних частях располагаются асимметрично вложенные в них более мелкие концентры. Рудные месторождения обычно приурочены к краевым частям концентров и к участкам их пересечения линейными разрывными структурами.

Большую роль в локализации месторождений полезных ископаемых играют трансформные разломы, которые в одних случаях ограничивают и смещают зоны и пояса с различной эндогенной минерализацией, а в других сами являются районами концентрации различных полезных ископаемых, чаще всего эпитермальных и телетермальных месторождений Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Sb, Hg, As, F. Часто с системами трансформных разломов на континентах связаны эвапориты: соли бора, калия, лития, натрия. Крупнейшие месторождения бора — Крамер и Сёрлс-Лейк в Калифорнии — приурочены к системам сдвигов, связанных с трансформным разломом Сан-Андреас. Трансформные разломы хорошо дешифрируются на космических снимках; на отдельных участках они переходят в рифтовые зоны (Байкальский рифт); в других районах с ними связаны системы однонаправленных правосторонних или левосторонних сдвигов, отражающие повороты блоков континентальной коры по часовой стрелке или против нее.

Размещение месторождений приповерхностного и субэвралного генезиса также в значительной степени контролируется тектоникой плит. Почти все месторождения латеритных кор выветривания, с которыми связана большая часть мировых ресурсов алюминиевого сырья, приурочены к тыловым сторонам раздвигающихся материков — обломков Гондваны. Месторождения карстовых бокситов, типичные для складчатых областей (СУБР и ЮУБР на Урале, месторождения Югославии и Греции), накапливались, как правило, в пределах островных дуг или континентального шельфа в эпохи, непосредственно предшествовавшие эпохам шарьирования и формирования складчатых поясов (D_{1-2} на Северном Урале; D_{2-3} на Южном Урале; C_{1-2} в Южном Тянь-Шане; J_3 —К в динаридах и эллинидах).

Месторождения угля и эвапоритов приурочены к зонам медленного растяжения и последовательного проседания, нередко к областям вторичного рифтогенеза над зонами всасывания и к районам отраженного рифтогенеза и прогибания в краевых и внутренних частях континентальных платформ.

Движение литосферных плит контролирует и формирование месторождений нефти и газа. Как отметили Р. М. Деменницкая и А. М. Карасик (1971), крупные месторождения нефти и газа формируются на участках пересечения шельфов континентов рифтовыми зонами. Многие месторождения нефти и газа связаны с поясами эпиконтинентальных депрессий растяжения, в частности, с трансазийским мезозойско-кайнозойским Западносибирско-Прикаспийско-Месопотамским депрессионным нефтегазоносным поясом. Часто месторождения приурочены к валообразным поднятиям фундамента, формирование которых связано с напряжениями сжатия или сдвиговыми нарушениями. Перспективны в отношении нефти и газа выходы сдвиговых зон на шельфы

континента или в бассейны внутриконтинентальных морей, а также вторичного рифтогенеза над зонами всасывания.

Все изложенное показывает, насколько многообразным может быть приложение глобальной тектоники и тектоники плит к прогнозированию полезных ископаемых. Оно может осуществляться на разных уровнях — при выявлении глобальных закономерностей размещения полезных ископаемых, при анализе зональности металлогенических поясов, при палинспастических реконструкциях, используемых при металлогеническом анализе как отдельных складчатых областей, так и целых континентов, и при детальном изучении тектоники и геохимии рудных полей отдельных месторождений и рудопроявлений.

*Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. И. Коваленко
(Москва, НИЛзарубежгеология)*

СТРУКТУРНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ, ЭНДОГЕННАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Традиционный путь металлогенического анализа складчатых областей основывается на выделении в тектоническом развитии геосинклиналей нескольких стадий, с каждой из которых связаны свои магматические комплексы, обладающие определенной металлогенической специализацией. Начальный базальтовый магматизм сменяется во времени синорогенным, гранитоидным, и затем субсеквентным, отвечающим заключительному, или орогенному, этапу развития. Когда в вертикальном разрезе после какого-то перерыва вновь появляются осадочные и магматические формации орогенного типа, то обычно говорят о тектоно-магматической активизации, хотя никакой принципиальной разницы между ними и предшествующими орогенными образованиями нет. Подобный анализ выявляет закономерности магматизма во времени, по вертикали. Тектоника плит, или новая глобальная тектоника, несмотря на многие очевидные ее изъяны, выявила тесную динамическую взаимозависимость крайне разнотипных событий, происходящих одновременно в разных, часто значительно удаленных друг от друга поясах: растяжение и создание новой литосферы (наращивание плит) в одних поясах должно сопровождаться сжатием и каким-то преобразованием (поглощением плит?) в других. Поскольку этим разным поясам свойствен и различный магматизм, то должна существовать и направленная смена магматизма не только во времени, но и в пространстве, по горизонтали. Исходя из этого, в приложении к геосинклинальным складчатым областям задачу можно свести к выявлению латеральных связей между теми структурными и магматическими комплексами, которые обычно помещаются друг над другом в вертикальном ряду, т. е. к поискам структурно-магматической зональности для каждой конкретной геотектонической эпохи.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ

Предлагаемый путь выяснения связей тектоники с магматизмом и эндогенной металлогенией предусматривает анализ палеотектонических обстановок и пространственного размещения магматических серий и приуроченных к ним полезных ископаемых в рамках узких временных интервалов (30—40 млн. лет), каждому из которых отвечает «вспышка» магматической деятельности, а рубежи между которыми, как правило, отмечены структурными перестройками. Объектами исследования служили: 1) запад Тихоокеанского кольца, где были рассмот-

рены три интервала — раннемезозойский (220—180 млн. лет), позднемезозойский (150—110 млн. лет) и позднемеловой—палеоценовый (90—60 млн. лет); 2) Центрально-Азиатский пояс, где были рассмотрены два интервала — среднепалеозойский (380—420 млн.) и позднепалеозойский (280—310 млн. лет); 3) герцинская Европа (в интервале 280—310 млн. лет). По каждому интервалу составлялись палеотектонические карты, на которые наносились: 1) эвгеосинклинальные зоны с развитием офиолитового магматизма (с Cr , Ni , Pt) и островодужных известково-щелочных серий (с Cu , Au); эти зоны интерпретируются как прежние океанические бассейны (типа окраинных с островными дугами), внутри которых располагались границы древних литосферных плит; 2) обрамляющие их континентальные области (прежние континентальные окраины) с различными новообразованными прогибами (часто относимыми к миогеосинклинальным) и обильным магматизмом, как интрузивным, так и эффузивным. Интрузивные породы в большинстве случаев на картах разделены по возрастанию в них щелочности на следующие геохимические типы: гранит-гранодиоритовых батолитов (с Au и Mo), диорит-монцонитов (с Pb , Zn , иногда Sn), стандартных и литий-фтористых гранитов (с Sn , W и др.) и щелочных пород. Среди вулканических (преимущественно наземных) пород различались известково-щелочная (+щелочно-земельная) и щелочная серии. На эти же палеотектонические карты были вынесены проявления эндогенных полезных ископаемых соответствующего возраста.

РЕЗУЛЬТАТЫ

По всем регионам для каждого из указанных интервалов времени реконструируется одна и та же структурно-магматическая зональность, образованная сменой по латерали структурных и магматических комплексов примерно в той последовательности, в какой они были выше перечислены. Выделяются (рис. 1):

1. Эвгеосинклинальная зона (Mz_1 запада Тихоокеанского кольца — Аноийская зона, Сихотэ-Алинь; Mz_2 — Пенжинско-Анадырская зона, Восточный Сахалин; Cr_2 — Pg_1 — зона Симанто; Pz_2 Центрально-Азиатского пояса — Южно-Монгольская, Иртыш-Зайсанская, Джунгарская, Южно-Тяньшаньская зоны; Pz_3 — Внутренне-Монгольская, Памиро-Гиссарская зоны).

2. Тыловые и другие новообразованные прогибы на континентальной окраине часто с турбидитной седиментацией и ограниченным известково-щелочным вулканизмом (Mz_1 запада Тихоокеанского кольца — Олойский, Монголо-Охотский и другие прогибы; Mz_2 — Западно-Сихотэалинский прогиб и т. д.; Pz_2 Центрально-Азиатского пояса — Ануйско-Чуйский, Хангай-Хэнтэйский и Джунгаро-Балхашский прогибы; Pz_3 — Лушингольский, Кокшаальский прогибы; Pz_3 Европы — морской верхний палеозой Восточных и Южных Альп).

3—4. Зоны интенсивного наземного известково-щелочного вулканизма и гранитоидного магматизма, распадающиеся на 3) внутреннюю зону гранит-гранодиоритовых батолитов и 4) внешнюю зону развития мелких тел диорит-монцонитов и редкометалльных (стандартных и литий-фтористых) гранитов (Mz_1 запада Тихоокеанского кольца — вулканы и гранитоиды Хэнтэя, Даурии, Нянлиня, юга Малайи; Mz_2 хр. Черского, Восточного Забайкалья, Кореи, Катазии; Cr_2 — Pg_1 — Охотско-Чукотский и Сихотэ-Алинский вулканические пояса, Хонсю, Южная Корея; Pz_2 Центрально-Азиатского пояса — вулканы и гранитоиды Рудного и Горного Алтая, Тувы, Северной Монголии, краевого вулканического пояса Центрального Казахстана; Pz_3 Центральной Монголии, Тянь-Шаня, Прибалхашья; Pz_3 Европы — вулканы и гранитоиды

Богемского и Центрально-Французского массивов, Тюрингенской, Саварской впадин, Бретани, Корнуэлла, Иберийской Месеты).

5. Зона щелочного эффузивного и интрузивного магматизма (Mz₁ запада Тихоокеанского пояса — щелочные породы Джиды, Хэнтэя, Южной Гоби, Северной Кореи; Mz₂ юга Алданского щита, Яньшаньской зоны, Шеньси, Cг₂ — Pг₁ Становика, Кореи; Pz₂ Центрально-Азиатского пояса — щелочные породы Минусинских и Рыбинской впадин, Кузнецкого Алатау, Восточной Тувы, Северной Монголии; Pz₃ Селенгинского

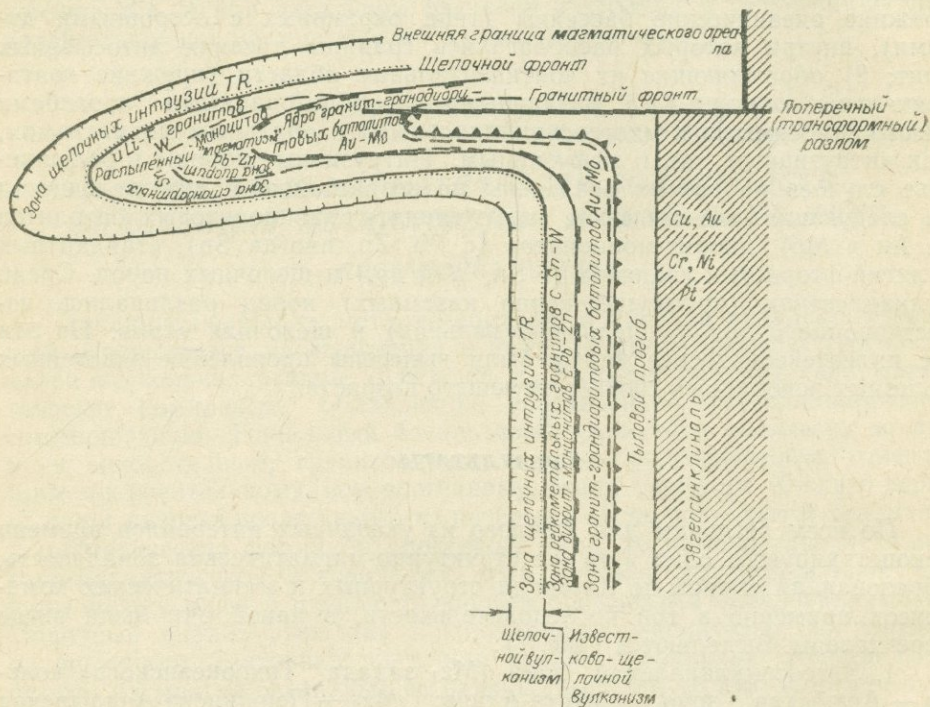


Рис. 1. Схема структурно-магматической и металлогенической зональности геосин-
клинальных складчатых областей (в плане).

пояса; Рзз Европы — возможно, грабен Осло, щелочные породы Северной Англии). Общая тенденция состоит, таким образом, в повышении щелочности пород.

В соответствии с этим находится и металлогеническая зональность каждого из анализируемых интервалов; 1) Cr, Ni, Pt — в офиолитовых комплексах эвгеосинклинальных зон; 2) Cu, Au — в островодужных комплексах тех же зон; 3) Au с Mo, местами с Pb и Sn в зоне развития батолитов; 4) Sn—W, местами полиметаллы в зоне развития редкометалльных гранитов; 5) редкие элементы, свойственные щелочным породам.

Эта структурно-магматическая и металлогеническая зональность в своей конфигурации подчинена эвгеосинклинальным зонам и пересекает разнообразные более древние структурные элементы континентальной окраины. Кроме того, как это видно на западе Тихоокеанского кольца, зональность приспособляется также к крупным поперечным разломам, таким, как Монголо-Охотский, Яньшаньский, Циньлинский и другие, которые, не нарушая сплошности, выводят эту зональность далеко (на несколько тысяч километров) в глубь Азиатского континента (рис. 1).

Подобная картина распределения магматизма и металлогении, реставрируемая в один интервал времени, при переходе к следующему интервалу смещается в ту или другую сторону и в результате происходит наложение более молодых зон на древние, причем обычно внешние (щелочные) зоны накладываются на внутренние (известково-щелочные и спилит-базальтовые) и в этом случае последовательность смены магматизма во времени близка к классической, но местами (например, в Корее) наблюдается, напротив, наложение внутренних зон на внешние.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ИХ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ

Структурно-магматическая и металлогеническая зональность в наиболее общем своем виде не зависит от состава и структуры подстилающего субстрата. Так, например, редкометальные граниты и связанные

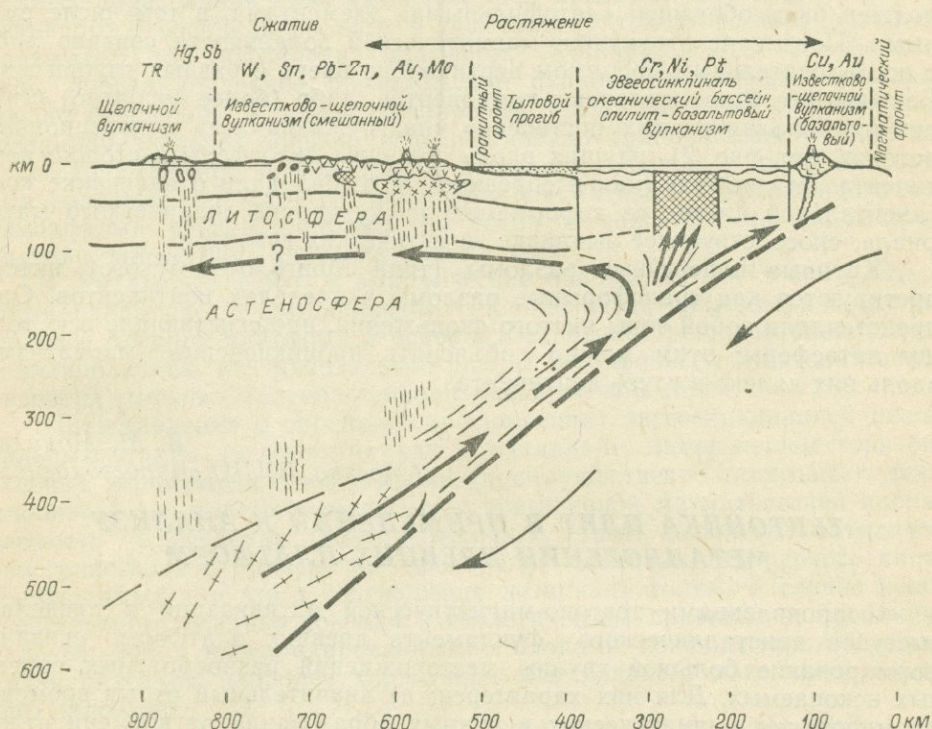


Рис. 2. Интерпретация структурно-магматической и металлогенической зональности в связи с активностью вдоль зоны Бенъофа (разрез).

с ними оловянные месторождения располагаются и на древних платформах (Китайской), и в прежних эвгеосинклинальных зонах (Сихотэ-Алинь), и среди терригенных толщ (Верхоянье) и карбонатных пород (Южный Китай), и кристаллических толщ (Рудные горы) и т. д. Щелочные породы также залегают в самой разнообразной среде. Это позволяет предполагать большую роль потоков мантийного вещества в образовании как самих магматических продуктов, так и связанных с ними рудных компонентов, в частности и таких считающихся литофильными элементов, как олово.

Соподчиненность структурно-магматической зональности с эвгеосинклинальными зонами связывает воедино те процессы, которые протекают в этих зонах, и явления, обычно называемые тектоно-магмати-

ческой активизацией. И те и другие следует рассматривать как разные формы единого геосинклинального процесса, обусловленного глубинными причинами.

В интерпретации этих глубинных причин наиболее бесспорным представляется существование единого наклонного канала, уходящего от эвгеосинклинали под смежные части континента (рис. 2), типа современных зон Бенюфа или тектоноферов Шейнманна. В пользу этого говорит и аналогия эвгеосинклиналей с современными океаническими бассейнами и островными дугами с присущими им зонами Бенюфа. Тектоника плит в ее ортодоксальном виде предполагает погружение океанической литосферной плиты вдоль зоны Бенюфа, ее разогрев в результате трения и частичное плавление. Этот механизм не может обеспечить всего разнообразия геосинклинального магматизма и его большие объемы. Поэтому необходимо допустить встречный, направленный кверху вдоль зоны Бенюфа поток энергии и вещества из мантии, независимый от пододвигания литосферной плиты. Этот поток должен быть обогащен «лиитофильными» элементами, в том числе рудными. Появление структурно-магматической зональности связано либо с последовательным подъемом вертикально вверх с разных глубин зоны Бенюфа все более щелочных компонентов, либо (более вероятно) с наличием дополнительных постепенно «разгружающихся» конвекционных потоков (см. рис. 2), идущих вдоль подошвы литосферы в сторону континента. Эти потоки (как и спрединг) обуславливали отодвигание континентальной плиты, ее деформацию и скупивание сиалического материала, способствующее выплавке эвтектических гранитов.

Крупные поперечные разломы (типа Монголо-Охотского) интерпретируются как трансформные разломы в пределах континентов. Они представляли собой зоны чистого скольжения, пронизывающие всю толщу литосферы; этим можно объяснить проникновение магматизма вдоль них далеко в глубь континента.

В. М. Моралев
(Москва, ВНПО «Аэрогеология»)

ТЕКТОНИКА ПЛИТ В ПРИМЕНЕНИИ К АНАЛИЗУ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ

С проявлениями тектоно-магматической активизации в пределах выступов кристаллического фундамента древних платформ связано формирование большой группы месторождений разнообразных полезных ископаемых. Для них характерен: а) значительный отрыв времени формирования магматических и рудных образований от времени отложения, складчатости, регионального метаморфизма и гранитизации докембрийских комплексов вмещающих пород; б) независимость формирования значительной части структурных элементов эпох активизации от тектонического устройства древних комплексов. Независимость размещения рудных концентраций эпох активизации от состава и структуры комплексов вмещающих пород заставляет искать новые методы исследований, в частности, связанные с идеями глобальной тектоники.

2. Различают три главных типа проявлений тектоно-магматической активизации в пределах древних платформ: а) зоны глубинных разломов, в которых развиваются процессы наложенного метаморфизма, пегматитообразования и метаморфогенного гидротермального оруденения (медь, уран, сурьма, ртуть, барит, флюорит) и к которым приурочены щелочные и щелочно-базитовые интрузии с карбонатитами; б) области развития интрузий внегеосинклинальных гранитоидов и щелочно-земельных пород, несущих в основном золоторудную и редкометальную минерализацию; в) зоны рифтогенеза и области развития

траппов, щелочных, щелочно-базитовых и щелочно-ультрабазитовых интрузий центрального типа, а также кимберлитов с характерными для них медно-никелевыми, редкометальными, флогопитовыми и алмазными месторождениями.

Несмотря на очевидную разнородность генетических типов месторождения этих трех групп имеют что-то общее, выявляемое путем анализа пространственно-временных соотношений проявлений активизации в пределах щитов с развитием тектонически активных геосинклинально-орогенных зон, обрамляющих древние платформы.

В качестве примеров могут быть указаны пояса щелочных интрузий и редкометально-мусковитовых пегматитов Индийской платформы, приуроченные к зонам разломов и полиметаморфизма; мезозойские интрузии Алданского щита и Китайской платформы; каледонские щелочно-ультрабазитовые интрузии Северо-Атлантической провинции и др. Во всех этих случаях наблюдается совпадение времени формирования рудных образований эпох активизации в пределах щитов со временем активного (геосинклинального и орогенного) тектонического развития подвижных зон обрамления платформ. Устанавливается периферическое, иногда зональное расположение рудно-магматических комплексов по отношению к зонам расширения, представленных рифтами или геосинклинальными зонами, непосредственно граничащими с блоками коры дорифейской консолидации. Выявляется большая роль поперечных разломов, по которым проявления магматизма и наложенного метаморфизма распространялись на сотни и даже тысячи километров внутри прилегающих континентальных плит.

4. Указанные факты и эмпирические обобщения могут быть интерпретированы следующим образом. Проявления активизации в пределах щитов и древних платформ в основном отражают реакцию блоков консолидированной континентальной коры на процессы тектонического развития смежных палеобассейнов с океанической корой.

Представления о спрединге (расширении) эвгеосинклиналей на начальных этапах их развития как о механизме, вызывающем горизонтальные перемещения, деформации (преимущественно сдвиговые), формирование зон полиметаморфизма и повышенной магматической проницаемости в пределах континентальных плит, позволяют объяснить пространственное размещение проявлений активизации первого типа. Необходимые для этого соотношения возникали только в случае непосредственного соприкосновения в геологическом прошлом эвгеосинклинальных зон с консолидированными блоками континентальной коры. Такая ситуация наиболее характерна для позднего докембрия — раннего палеозоя.

Представления о возникновении наклонных сейсмофокальных зон Беньофа и тектоническом режиме сжатия (или «тектонического скупивания») на заключительных (орогенных) этапах формирования геосинклиналей, обрамляющих древние платформы, объясняют размещение, а также зональные латеральные особенности изменения возраста, состава (щелочности) и металлогенической специализации проявлений активизации второго типа. Очевидно, что в этих случаях древние блоки обычно были окружены зонами новообразованной континентальной коры и проявления активизации в пределах щитов по существу являлись крайними членами орогенных рядов структур и вулканоплутонических комплексов. Наиболее яркие примеры проявлений активизации этого типа (например, Восточно-Азиатская область) характерны для палеозоя и мезозоя.

Третий тип проявлений активизации связан с образованием и развитием в пределах континентальных блоков зон растяжения (рифты и области траппового магматизма) негеосинклинального типа. Время широкого проявления таких процессов (мезокайнозой) совпадает со вре-

менем формирования современных океанических впадин, хотя известны аналогичные примеры и из более древних эпох. Очевидное своеобразие тектонических условий проявлений активизации этого типа свидетельствует в пользу представлений о невозможности их объединения с двумя первыми и о целесообразности исключения из класса активизированных областей.

5. Возможность применения гипотезы тектоники плит к анализу металлогении двух первых типов активизации докембрийских щитов определяется признанием за геосинклинально-орогенным процессом ведущей роли в преобразовании коры океанического типа в континентальную кору материков, а также заменой гипотез контракции и пульсационной смены напряжений в истории Земли представлениями о существовании и изменениях сложного неоднородного геодинамического поля напряжений в земной коре. Существование в земной коре полей (зон) горизонтального сжатия и расширения отражено, в частности, в «принципе равных расстояний» Яна Кутины, фактически используемом в практике поисковых работ.

Н. Я. Кунин
(Москва, ВНИГНИ)

О РАЗВИТИИ ТЕОРЕТИЧЕСКИХ ОСНОВ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ И ВЫЯВЛЕНИИ ЕЕ ПРОЯВЛЕНИЙ НА КОНТИНЕНТАХ

1. Новая глобальная тектоника получила широкое распространение как руководящая теоретическая идея прежде всего потому, что она учитывает совокупность геофизической и геологической информации и широко использует геофизические данные для объяснения строения и развития океанической и континентальной литосферы. Эта концепция находится в начальной фазе развития, она еще далеко не всеобъемлюща и включает отдельные положения, которые плохо согласуются с геофизической информацией. Познав и утвердив латеральную неоднородность литосферы, разделенной на относительно стабильные плиты сравнительно мобильными зонами, новая глобальная тектоника сохранила в своей теоретической основе оболочечную модель Земли, что не отвечает всей совокупности современной информации и является первым приближением.

2. В качестве второго приближения предлагается полиастеносферно-блоковая модель Земли в целом или только ее мантии и коры (Кунин, 1972). Согласно этой модели, выделение эндогенной энергии в результате происходящей гравитационной дифференциации, радиоактивного распада и других источников в основном происходит в зонах, в которых силикатное вещество мантии относительно разогрето, размягчено и обладает пониженной прочностью. Эти зоны образуют систему вертикальных массивов (столбов), вертикальных и горизонтальных пластин, которые разделяют мегаглыбы более прочных и менее теплоэлектропроводных силикатов.

Ансамбль тектонических сил, включающий эндогенные, космогенные и экзогенные (ротационные и изостатические) создает саморегулирующуюся систему, объясняющую интенсивные горизонтальные перемещения плит литосферы, обусловленные влиянием электромагнитных взаимодействий в системе ядро — мантия и различием потенциалов в отдельных восходящих потоках.

Такая модель не требует развития конвекции (которая не подтверждается геофизическими материалами), просто объясняет прекращение генерации коры в срединно-океанических хребтах (задвигко-

выми перемещениями мантийных глыб на различных уровнях), внутриконтинентальный орогенез, наличие отдельных обособленных изомерных зон автономной активизации, вторичных базальтовых окон и др. В объяснении именно этих проблем новая глобальная тектоника испытывает серьезные трудности.

3. Признание положений новой глобальной тектоники во многом зависит от умения объяснить с ее помощью особенности строения континентальных структур. Наибольшее внимание привлекают объяснения строения линейных геосинклинальных сооружений — бывших островных дуг и офиолитовых поясов. Картирование этих структур на закрытых территориях может быть весьма эффективно выполнено по комплексным геофизическим данным. Изучение геофизических данных по ряду районов показывает, что офиолитовые пояса имеют преимущественно вертикальное падение, что позволяет отличить такие пояса от офиолитовой «смазки» на границе аллохтонных и автохтонных пластин и во многом предопределяет особенности металлогении офиолитовых поясов различного генезиса.

По геофизическим данным могут быть намечены системы бывших трансформных разломов, вдоль которых формируются равномерно расположенные, закономерно и направленно изменяющиеся линейные структуры континентальной коры, обладающие специфической металлогенией.

Важной особенностью реальной геологической обстановки является существование изомерных зон повышенной тектонической мобильности с поперечным размером в сотни километров. В пределах океанов такие зоны неизменно картируются повышенными тепловыми потоками и изомерными положительными гравитационными аномалиями (Морген, 1972). В пределах континентов намечаются два типа таких зон, которые отображаются специфическими геофизическими аномалиями и формируют своеобразные «базальтовые окна», высокоперспективные для поисков нефти и газа (Южный Каспий, Прикаспий и др.), или массивы интенсивной магматической переработки. Длительное существование таких изомерных зон активизации объясняется высокой устойчивостью обособленных вертикальных столбообразных каналов, над которыми может происходить и перемещение литосферных плит. Такая ситуация позволяет объяснить формирование обособленных рудных поясов и рифтовых сооружений, активность которых во времени изменяется по простиранию.

В. Е. Хаин
(Москва, МГУ)

НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТНИКА — СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И НЕРЕШЕННЫЕ ВОПРОСЫ

1. Со времени оформления концепции новой глобальной тектоники (НГТ) прошло всего пять лет (1968—1973 гг.), но за это время она получила широкое распространение и явилась стимулом беспрецедентного в истории геологии взрыва информации и новых идей. Вместе с тем накопление новых фактов, как это можно было предвидеть, привело к значительному усложнению первоначальной концепции, к появлению различных ее модификаций и даже альтернативных гипотез (например, гипотез А. Мейергофа и др.). Однако, за исключением последних, главнейшие положения НГТ сохраняются во всех новых вариантах, хотя отдельные из них, особенно субдукция в зонах Бенъофа, подвергаются серьезным сомнениям.

2. Наиболее важным дополнением к НГТ является, пожалуй, представление о «горячих точках» (hot spots), о «мантийных струях»

(mantle plumes), выдвинутое Д. Морганом и предусматривающее существование сильно разогретых потоков вещества, поднимающихся из низов мантии и сохраняющих фиксированное положение. Этому представлению созвучны идеи О. Г. Сорохтина и др., независимо возникшие в нашей стране, и представление о мантийных диапирах (Г. Рамберг, Д. Кариг); последнее стоит уже достаточно близко к идеям В. В. Белоусова об адвекции в условиях инверсии плотностей в мантии. Интересны и новые идеи Е. В. Артюшкова о гравитационной неустойчивости поднятий и др. По мнению автора, именно на пересечении этих идей возможен плодотворный синтез гипотезы глубинной дифференциации и НГТ.

3. Новые данные по магнитному полю океанов и результаты глубоководного бурения показали, что в отличие от «монорифтового» Атлантического океана (если отвлечься от побочного рифта Лабрадорского моря — пролива Девиса — залива Баффина) Индийский и особенно Тихий океан являются «полирифтовыми» и имеют очень сложную историю. Во многих окраинных морях (в последнее время и в Филиппинском) обнаружены оси спрединга, в то время как в других и практически во всех внутренних морях осесимметричные знакопеременные линейные аномалии не установлены, что может быть связано либо с мощным осадконакоплением, либо с тем, что механизм их образования отличен от механизма спрединга.

4. Выясняется, что характерное для океанов «полосатое» магнитное поле генерируется не дайками, как предусматривалось гипотезой Вайна—Метьюза, а покровами базальтов. Французскими исследователями предложена интересная модель образования этого поля, перекликающаяся с моделью «елочки», но учитывающая спрединг.

Намечается объяснение зон «спокойного» магнитного поля. Их океаническая часть, по М. Тальвани и др., вероятно, отвечает периодам отсутствия инверсий (шкала Хейртцлера ныне продлена до поздней юры включительно), а континентальная — зонам глубокого погруженной и переработанной метаморфизмом и магматизмом континентальной коры.

Данные глубоководного бурения (около 250 скважин) в общем подтвердили шкалу инверсий и показали, что в осадочном слое океанов (но не окраинных и внутренних морей!) практически нет шансов встретить отложения древнее юрских.

5. Данные по переходным зонам от континентов к океанам атлантического типа, существование многочисленных «микроконтинентов», а также некоторые другие факты указывают на значительную роль вертикальных погружений в океанообразовании и, возможно, преобладающую в формировании внутренних морей с корой субокеанического типа и на многообразие процессов «океанизации». Очевидно, в этих процессах существуют разные стадии, и спрединг представляет лишь крайний случай деструкции континентальной коры.

6. Обнаружено, что основная масса выходов ультрабазитов на дне океана приурочена не к осевым рифтам срединных хребтов, а к трансформным разломам, в связи с чем выдвинуты новые представления о развитии последних (Э. Бонатти, Дж. Мелсон и др.).

7. По-прежнему одним из наиболее уязвимых положений НГТ остается представление о субдукции океанической коры вдоль зон Бенъ-офа. Во-первых, выяснилось, что едва ли не более широким распространением пользуются явления обдукции, а не субдукции. Во-вторых, в современных глубоководных желобах устанавливаются в основном проявления вертикальных движений, а не складчато-надвиговых деформаций. Вместе с тем полное отрицание субдукции заставило бы принять общее расширение Земли, чему противоречит ряд фактов, и сделало бы непонятным отсутствие в океанической коре Тихого океана древних

осадков, несмотря на геологические доказательства существования этого океана с позднего докембрия.

8. Большая работа, в том числе советскими учеными (А. В. Пейве, Н. А. Штрейс и другие сотрудники ГИН АН СССР, Л. П. Зоненшайн и др.), проводится по перестройке учения о геосинклиналях в свете новых идей в теоретической тектонике. Представляется доказанным, что типичные геосинклинали на самой начальной стадии своего развития обладают корой океанического типа. Но эта кора может быть новообразованной, возникнув на континентальной коре, и, кроме того, уже на раннегеосинклинальной стадии магматизм и кора геосинклиналей приобретают определенные отличия (петрохимические и др.) от собственно океанических. Эвгеосинклинали за пределами Тихоокеанского кольца обычно обладали чертами сходства, главным образом с морями окраинного и внутреннего типа, т. е. были скорее микро- или субокеанами, чем настоящими океанами, а срединные массивы играли роль микроконтинентов.

9. Одним из основных противоречий фиксизма и мобилизма остается противоречие между существованием устойчивой планетарной сети глубинных разломов, подтверждаемой данными геофизики, и допущением горизонтальных движений крупного масштаба, особенно вращательных. Это противоречие имеет весьма существенное значение для металлогенической теории, ибо связь оруденения с глубинными разломами прочно установлена. Тем не менее и здесь предвидится возможность диалектического синтеза «классической» концепции и идей, основанных на НГТ.

II. ИЕРАРХИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ СТРУКТУР, ИХ РАЗВИТИЕ И ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

В. И. Драгунов
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБЪЕКТЫ В ИЕРАРХИЧЕСКОМ И СИСТЕМАТИЧЕСКОМ ОТНОШЕНИЯХ

1. Существенные изменения в геологии последнего десятилетия несомненны, однако представления о их содержании и оценка различны. В. В. Белоусов (1973) и Ю. А. Косыгин (1969 и др.) полагают, что изменения происходят во всех отраслях геологии, а также в характере ее взаимодействия с естествознанием в целом. Эта точка зрения имеет глубокие корни в трудах отечественных и зарубежных геологов и в прошлом уже не раз позволяла геологии пройти через различные «потрясения основ». Иная точка зрения активно поддерживается сторонниками новой глобальной тектоники, появление которой отождествляется с революцией в науках о Земле и в том числе в геологии, идущей, по их мнению, под флагом неомобилизма, «одерживающего победу» над фиксизмом. Такая точка зрения находится в соответствии с довольно распространенным представлением о центральном положении тектоники в геологии, а последней — в науках о Земле.

Аргументация в пользу первой точки зрения, которая может быть приведена с позиций концепции уровней организации объектов геологии и их пространственно-временных отношений, позволяет в определенной мере ориентироваться в современном состоянии тектоники и минералогии.

2. В последние годы своей жизни В. И. Вернадский и Н. С. Шатский обратили особое внимание на анализ основных понятий и принципов геологии, чем по существу стимулировали исследования по аксиоматике геологических знаний. Принципы — эмпирические обобщения, по В. И. Вернадскому, — в естествознании играют роль, аналогичную роли аксиом в математических науках. Н. С. Шатский подчеркивал значение понятия о парагенезисе. Действительно, анализ этого понятия позволил обнаружить лежащие в его основе простейшие понятия об элементе, структуре, уровне организации и виде и на их основе ввести представление об иерархической (иерархия), систематических (систематики) и различных целевых, в том числе геотектонических, классификациях объектов геологии. Все это позволило ввести в геологию концепцию уровней организации (Драгунов, 1965; Казицын, 1968; Круть, 1968; Косыгин, 1971; Рундквист, 1971; Васильев и др., 1973; и др.). Последняя является развитием идей о совместном нахождении (парагенезисе) различных объектов, прежде всего минералов, атомов, горных пород и формаций, а также развитием концепции состояний пространства, сформулированной П. Кюри, В. И. Вернадским и Б. Л. Личковым. Понятие о сонахождении — парагенезисе — определенных природных объектов используется как при исследованиях вещества земной коры, так и при изучении сочетаний различных геометрических форм тектонических структур (А. В. Пейве, А. В. Лукьянов и др.).

3. Системы понятий любых отраслей естествознания в явном или неявном виде содержат понятие о вещи как естественном теле. В явном виде для любой отрасли естествознания оно вводится В. И. Вернадским, в неявном виде содержится в трудах всех исследователей, занимающихся естественными науками. Это понятие не удается устранить ни в науках, система понятий которых считается в настоящее время формализованной, ни в науках, которые проходят формализацию.

Естественные тела в логическом аспекте рассматриваются как вещи, обладающие определенной системой свойств. Группируя естественные тела по их свойствам, тем самым производят их классификацию. В зависимости от того, какие свойства избираются в качестве классификационных признаков, в содержательном отношении различаются иерархическая (иерархия), систематические (систематики) и целевые классификации иерархизированных и систематизированных объектов естественных тел. Иерархия определяет объект в иерархическом отношении по его принадлежности к тому или иному уровню организации; систематика отражает вид объекта в пределах фиксированного уровня организации. Так, определив, что объект является минералом пиритом или флишевой формацией, тем самым определили его в иерархическом и систематическом аспектах.

Объекты (элементы) того или иного уровня организации выступают как парагенезисы объектов (элементов) предшествующего уровня организации (например, формации — парагенезисы горных пород, горные породы — парагенезисы минералов). Наборы видов (в частном случае тот или иной вид) тел предшествующего уровня организации и вид их отношений — вид структуры однозначно определяют вид тел последующего уровня организации.

С изложенных позиций понятие «генетическая классификация», бытующее в геологических построениях, является крайне неопределенным и сложным. Оно приобретает четкое содержание лишь как производное по крайней мере пяти понятий — иерархической, систематической и целевой классификаций, на которые распадается понятие «классификация», и понятий «онтогенез» и «филогенез», на которые расчленяется понятие «генезис».

4. В большинстве определений геологии, стратиграфии, тектоники и минерагении указывается на то, что объектом исследования является горная порода. Такие определения не отвечают существующей практике исследований строения, состава и развития вещества Земли и ее верхних оболочек на различных уровнях организации.

Геология в систематическом отношении охватывает минералы, горные породы, формации (парагенезисы — породные ассоциации и геоформации — парагенезисы парагенераций). Палеонтологические объекты в систематическом аспекте принадлежат биологии; изотопы, химические элементы и молекулы — физике и химии; оболочки и Земля как планета — планетологии и астрономии.

Геология изучает стратиграфические, тектонические и минерагенические отношения объектов различного уровня организации. В этом смысле геология имеет несколько «стратиграфий», несколько «тектоник» и несколько «минерагений».

На начальном этапе развития геологические исследования так или иначе основывались на изучении палеонтологических и минералогических объектов, распределении их различных видов в разных частях земной коры. Корреляция отложений складчатых областей и платформ, выполненная по видам палеонтологических объектов, явилась краеугольным камнем теории геосинклиналей Дж. Холла. Очевидно, и впредь в тектонике будут использоваться приемы исследования, связанные с изучением палеонтологических объектов и их ассоциаций. От этого этапа развития в геологии сохраняется своеобразный биоцентризм

в исторических построениях, выражающийся в подмене геонисторического анализа земной коры биоисторическим.

На протяжении последующих этапов развития геологии и тектоники выяснилось, что не только мощность и степень дислоцированности синхронных отложений, но и их вещественный состав на разных уровнях организации различны в складчатых областях (развивающихся из геосинклиналей) и на платформах. К сожалению, переоценка одних факторов и недооценка других вызывала периодически вспыхивающие дискуссии. В их основе лежало смешение систематики и различных классификаций геологических объектов, с одной стороны, смешение тектонических отношений, выявляемых на объектах различного уровня организации, — с другой, смешение статических и ретроспективных систем — с третьей.

5. Тектоника может быть определена как наука о структурно-вещественных объектах и ассоциациях объектов Земли и планет земной группы, характеризующихся: а) определенными наборами видов — атомов, минералов, палеонтологических остатков, горных пород, формаций, оболочек; б) определенными геометрическими особенностями поверхностей, ограничивающих эти объекты и их ассоциации.

Тектонические объекты исследуются в систематическом, историческом, генетическом и других аспектах.

На основе понятия о виде тектонических объектов можно развить их систематику — типологическую классификацию — по их структурно-вещественным и геометрическим признакам и разработать затем исторические, генетические, ситуационные и другие классификации. Систематизированные геологические объекты становятся систематизированными объектами тектоники при условии их рассмотрения не только по признакам состава и строения, но и по признаку геометрических особенностей ограничивающих поверхностей, а тем самым — по соответствию геометрии внутренней структуры объекта и геометрии ограничивающих поверхностей. Таким образом, систематика тектонических объектов разных уровней организации создается на основе их систематик как геологических объектов и на основе систематик геометрических особенностей ограничивающих поверхностей.

Объекты тектоники являются объектами двух различных типов. Тектонические объекты первого типа — индивидуальные палеонтологические остатки, индивидуальные кристаллы минералов, тела горных пород, формаций, оболочек в целом, рассматриваемые в аспекте соответствия их внутренней структуры и геометрических особенностей ограничивающих поверхностей. Примеры: деформированные панцири трилобитов, разорванные ростры белемнитов, сдавленные кристаллы пирита, смятые в складки слои горных пород, формаций и т. д.

Тектонические объекты второго типа — ассоциации (ценозы) объектов различного уровня, заключающие в качестве составных элементов-индикаторов объекты (или их ассоциации) иных видов и иных уровней организации, распространение которых ограничивается поверхностью, характеризующейся определенными геометрическими особенностями. Тектоническими объектами этого типа являются, в частности, стратиграфические объекты в тех случаях, когда они характеризуются не только по их собственным признакам, но и по признакам образуемых ими структурных форм.

Н. С. Шатский и Г. Штилле придавали большое значение проблемам систематики тектонических объектов. Г. Штилле ввел понятие энклава — включения тектонических объектов одного вида в тектоническом объекте другого вида, их экологии. Понятие об энклаве и экологии объектов, а также понятие о координатах, концентрациях и т. д. тесно связано с систематикой и индивидуализацией тектонических объектов.

6. Взаимодействие оболочек Земли происходит в условиях ее движения как планеты. Космические и планетарные факторы регулируют размещение индивидуальных объектов оболочечного уровня организации на поверхности Земли и статистически отражаются в закономерностях их развития, осуществляющегося на более низких уровнях: формационном, горных пород, минералов, атомов — и отражающегося в осадконакоплении, магматизме, метаморфизме и структурных преобразованиях. Сложную наблюдаемую в реальности тектоническую картину, в частности, ретроспективную картину тектонических движений, следует расчленить не только по их горизонтальным и вертикальным составляющим, но и сделать это применительно к объектам разных уровней (особое значение имеют формационные объекты).

Значительные успехи в тектонике достигнуты при изучении распределения вещества на уровнях атомов, минералов и горных пород в связи с деформациями земной коры, а также в итоге биогеографических исследований, внесших значительные коррективы в проблему фиксизма и мобилизма.

Идеи о взаимодействии оболочек, закономерностях расположения горноскладчатых сооружений на Земле, тесной связи изменений органического и неорганического мира Земли и ее положения в системе Земля—Луна—Солнце—Галактика, как показал Б. Л. Личков, органически связаны с естествознанием на всех этапах его развития. А. П. Карпинский описал закономерности распределения континентов, их очертаний и строения, А. Веронне, А. Бем фон Бемерсгейм, М. Квиринг ввели понятие о критических зонах и параллелях, Р. Спиталер — о критических меридианах, Ли Сы-гуан — о широтных зонах. Разработка этих идей привела к созданию учения о критических параллелях и меридианах как планетарных тектонических структурах, системе ортогональной и диагональной планетарной трещиноватости разного порядка.

Устойчивость линеаментов на протяжении по крайней мере неогена свидетельствует о том, что нельзя свести наблюдающиеся движения литосферных блоков к движениям их как объектов оболочечного уровня организации. Движения этих блоков, возможно, могут происходить в условиях изменения радиуса Земли как объекта более высокого уровня организации; при этом общий эффект движения блоков будет складываться из их собственных движений и планетарных движений поверхности Земли.

Размещение отдельных блоков земной коры на поверхности Земли антисимметрично, хотя Земля в целом имеет, по крайней мере в самом общем виде, симметрию эллипсоида. Пульсация объема Земли, смещение литосферы по широтному и долготному направлениям, асимметрия Северного и Южного полушарий Земли и связанная с ней проблема Лавразии и Гондваны, эллипсоидальность, явление «континентальной звезды» и, наконец, антиподальность континентов и океанов — все эти эффекты имеют теснейшую связь с Землей как объектом планетарного уровня и в этом отношении не могут не учитываться в тектонике (Б. Л. Личков, Г. Н. Каттерфельд, Дун Цзунь-ин и др.).

*В. И. Васильев
(Ленинград, ВСЕГЕИ)*

СТРУКТУРА ЗЕМЛИ И ИЕРАРХИЯ ПЛИТ ЛИТОСФЕРЫ

1. Планетарные формы возникают в результате проявления: а) центрально-симметричных сил, б) осесимметричных сил механического вращения и в) полярных сил, ориентированных вдоль осей вращения Земли и отдельных плит литосферы.

2. Централно-симметричные силы гравитации и межуатомных взаимодействий (Мартьянов, 1968) обуславливают: а) сферическую и многогранные формы поверхности литосферы (геоида); б) возникновение внешних и внутренних относительно поверхности геоида структурных уровней сферической формы, к которым приурочиваются границы оболочек различной вещественной природы, очаги землетрясений, механических напряжений, рудообразования, интрузивного магматизма и вулканизма; в) многопорядковые пульсации радиуса Земли, которые выражаются при сжатии складкообразованием, формированием батолитов, куполов, надвигами, поддвигами, углублением дна океанов относительно поверхности геоида, а при расширении — формированием рифтов, синеклиз, подъемом базальтовых и ультраосновных масс и подъемом дна океанов к поверхности геоида. Сжатие локализуется вдоль окраин континентальных глыб и срединных массивов, расширение — в рифтах, что создает ложное впечатление о компенсации этих процессов (Васильев, 1965). В различные фазы пульсации во всех типах структур происходит либо сжатие, либо растяжение литосферы (в зависимости от зоны — абсолютное или относительное).

Распределение внутренних структурных уровней вдоль радиуса-вектора гравитации подчиняется формуле:

$$h_n = R \cdot 2^{-n/8}, \quad (1)$$

где $n=0, 1, 2, \dots, 257$ — числа натурального ряда;

R — радиус Земли;

h_n — глубина n -го структурного уровня от поверхности геоида, причем центру Земли присвоен нулевой номер, а поверхности геоида — 257.

Число структурных уровней удалось установить на основе сопоставления рядов высот средиземноморских террас и их возрастов, которые образуют две одинаковые геометрические прогрессии (Васильев, 1971). Оказалось, что элементарной единице астрогеологического времени 11,2 лет отвечает элементарная единица геологической длины в 0,135 см. Подставляя эту величину в формулу (1), получаем $n=257$. Сравнение теоретических глубин структурных уровней с данными сейсмоки и сейсмологии (см. таблицу) показывает хорошее совпадение со среднеквадратичной ошибкой в 0,9% по 1000 наблюдений.

3. Внутренние и внешние структурные уровни относительно поверхности геоида располагаются инверсионно-симметрично:

$$R^2 = r_n \cdot R_n, \quad (2)$$

где R — радиус Земли,

r_n — радиус внутреннего, а R_n — радиус внешнего структурных уровней.

Поверхность геоида, по определению совпадающая с уровнем океана, покрывающего всю Землю, является пределом двух сходящихся последовательностей сферических структурных уровней и поверхностью инверсионной симметрии, а ее ближайшая окрестность — зоной наибольшей структурной сложности планеты (Васильев, 1971, 1972).

Совокупность плит одного порядка можно представить в виде многогранника, в котором плиты являются гранями; их линейные границы — ребрами, а точки схождения нескольких плит — вершинами. Глубину заложения многогранника можно вычислить, если деформировать поверхность геоида при сохранении ее площади в многогранник. Она равна разности между радиусом планеты и радиусом сферы, вписанной в многогранник. Количество граней многогранников возрастает примерно вдвое при уменьшении во столько же раз глубины их заложения. Так, тетраэдр (Грин, 1875; Личков, 1965; Шафрановский, 1968) имеет

Глубины сферических структурных уровней Земли от поверхности геоида (км)

Номер уровня	Теорети- ческая	Эксперименталь- ная	Ошибка, %	Номер уровня	Теорети- ческая	Эксперименталь- ная	Ошибка, %	Номер уровня	Теорети- ческая	Эксперименталь- ная	Ошибка, %
0	6357	6357	0	30	472	470 (3)	0,4	54	59	58,94 (43)	0,1
.	.	.	.	31	433	434 (5)	0,22	55	54,2	54,3 (46)	0,1
.	.	.	.	32	397	395 (6)	0,5	56	49,8	49,6 (73)	0,4
.	.	.	.	33	364	361 (10)	0,8	57	45,5	45,4 (29)	0,2
9	2913	2900—2920	0	34	334	332 (14)	0,6	58	41,8	41,4 (33)	0,9
10	2672	2690 (2)	0,7	35	306	303 (14)	1	59	38,2	38,25 (27)	0,13
11	2450	2450 (1)	0	36	281	286 (3)	1,8	60	35	34,82 (33)	0,5
12	2247	2250 (1)	0,14	37	258	255 (11)	1,2	61	32,2	32 (25)	0,6
13	2060	.	.	38	236	236,4 (6)	0,15	62	29,5	29,5 (24)	0
14	1890	.	.	39	217	220 (12)	1,4	63	27,1	27,2 (18)	0,4
15	1733	1700 (1)	2	40	199	199 (27)	0	64	24,9	24,7 (19)	0,8
16	1590	.	.	41	182	182 (7)	0	65	22,8	22,56 (25)	1
17	1456	1450—1490	0	42	167	170,4 (5)	2	66	20,9	20,73 (22)	0,8
18	1336	.	.	43	153	151 (26)	1,3	67	19,1	19,18 (24)	0,4
19	1225	1200 (1)	2	44	140,5	140 (17)	0,3	68	17,5	17,35 (22)	0,9
20	1123	.	.	45	129	130 (13)	0,7	69	16,1	15,92 (12)	1,1
21	1030	1020 (1)	1	46	118	118,5 (17)	0,4	70	14,8	14,95 (13)	1
22	945	910—950 (3)	0	47	108,5	108,4 (11)	0,1	71	13,55	13,5 (18)	0,4
23	866	.	.	48	99,5	99,5 (49)	0	72	12,4	12,3 (23)	0,8
24	794	780	1,8	49	91	91 (19)	0	73	11,4	11,3 (25)	0,9
25	728	720 (2)	1,1	50	83,5	82,3 (23)	1,5	74	10,45	10,52 (16)	0,7
26	668	655 (7)	2	51	76,5	76,9 (19)	0,5	75	9,6	9,64 (18)	0,4
27	613	604 (10)	1,5	52	70	69,9 (24)	0,14	76	8,8	8,89 (9)	1
28	562	561 (9)	0,2	53	64,5	64,3 (27)	0,3	77	8,04	8,12 (9)	1
29	515	507 (6)	1,6	.	.	.	.	78	7,4	7,36 (21)	0,5

Примечание. В скобках указано число наблюдений.

глубину заложения 2876 км, куб — 1766 км, додекаэдр — 836 км, 24-гранник — 400—440 км, 48-гранник — 200—220 км, 96-гранник — 100—110 км, 192-гранник — 45—55 км и т. д. Грани представлены сферическими треугольниками, ромбами, параллелограммами, квадратами, пяти- и шестиугольниками. В эти фигуры обычно вписаны фигуры круговой и эллиптической формы, отражающие сферичность планеты. Фигуры центрального типа — купола, кольца, конусы — нередко описывают вершины многогранников. Многоугольные и овальные фигуры на поверхности литосферы не исключают друг друга, а соседствуют, поскольку механизм их формирования различен. Все перечисленные фигуры в равной мере проявляются в тектонических блоках различного состава, пересекая их границы. Для внутренних однородных блоков разных порядков, вне зависимости от их формы, справедлива формула

$$S_n = S_0 \cdot 2^{-n/4}, \quad (3)$$

где $S_0 = 510$ млн. км² — площадь современной поверхности геоида;

$n = 0, 1, 2, \dots$, — числа натурального ряда;

S_n — площадь фигуры n -го уровня иерархии.

Сравнение теоретических и эмпирических значений площадей океанов, континентов, шитов, плит, морей и островов показывает хорошее совпадение (со среднеквадратичной ошибкой в 2,4%). Линейные размеры на поверхности геоида (радиусы круговых форм, полуоси эллиптических форм, длины разломов, расстояния между параллельными разломами) образуют ряд, тождественный ряду глубин внутренних структурных уровней, определяемых формулой (1).

4. Ротация вызывает появление сил Кориолиса и, как следствие, трансформных разломов вдоль критических и экстремальных широт и меридианов, сдвигов вдоль широтных разломов типа Мендосино, Меррей, воронок вращения в мантии («антиострова» Р. М. Деменицкой, 1967), приэкваториальных петлеобразных островных дуг (Гавайские и Антильские о-ва), спиральных и кохлеоидных фигур, асимметрию западных и восточных берегов Тихого океана и т. д. Направления вращения и сдвига противоположны в Северном и Южном полушариях. Ротация вызывает действие полярных сил, направленных вдоль оси вращения (с юга на север). Эти силы отвечают за кардиоидальность формы планеты, тяготение материков к Северному, а океанов к Южному полушарию, клиновидность южных окончаний материков и их «скручивание» в восточном направлении (Каттерфельд, 1962), преобладание тенденций сжатия вдоль ребер многогранников Северного полушария и тенденций растяжения — в Южном полушарии.

5. Сторонники концепции глобальной тектоники начинают изучение Земли со второго уровня делимости литосферы на плиты, не рассматривая ни первый уровень (океан — континент), ни Землю как целое. Поэтому в их концепции не находят места многие эмпирические обобщения традиционных концепций. Согласно Кс. Ле Пишону и У. Моргану, литосфера разделяется на 6—8 плит, которые по площади различаются на 1—2 порядка, т. е. относятся к различным уровням делимости. Рисунок плит с геометрической точки зрения не закономерен: выделяются как круговые, так и полукольцевые и многоугольные плиты, ограниченные разнородными зонами растяжения, сжатия и сдвига. Если зоны растяжения (срединно-океанические хребты) и сжатия (зоны Беньофа) обусловлены центрально-симметричными силами, то зоны сдвига (трансформные разломы) возникают при ротации планеты и не могут рассматриваться как границы плит, поскольку при этом нарушается принцип однородности признаков, по которому выделяются плиты.

При указанном делении литосферы исчезают некоторые планетарные геометрические закономерности, в частности антиподальность (антисимметрия) Антарктиды и Ледовитого океана, Австралии и Северной Атлантики и т. д., не получают должного отражения критические и экстремальные параллели и меридианы, установленные в рамках пульсационной и ротационной концепций.

Глобальная тектоника, вводя механизм «конвейера» (компенсация растяжения литосферы в срединно-океанических хребтах поглощением в зонах Бенъофа), наследует от концепции фиксизма самый сомнительный ее постулат о постоянстве радиуса, площади литосферы и объема Земли. Допустим, что это так. Тогда на границе палеозоя и мезозоя практически единому континенту с площадью 177 млн. км² противостоял Тихий океан площадью 333 млн. км². В течение мезокайнозоя произошло перераспределение океанической площади: новообразованные Атлантический, Индийский и Ледовитый океаны увеличили площадь от 0 до 147 млн. км², а площадь Тихого океана уменьшилась на ту же величину. При скорости раздвижения срединно-океанических хребтов за последние 240 млн. лет в 1 см/год среднее линейное приращение вкрест простирания любого хребта равно 2400 км. При протяженности планетарной системы этих хребтов в 60 тыс. км получаем приращение площади в 144 млн. км², равное площади новообразованных океанов. Зоны Бенъофа имеют протяженность на поверхности планеты в 30—33 тыс. км при глубине (с учетом наклона) 1 тыс. км. Площадь наклонных зон Бенъофа составляет 30—33 млн. км², что в 4,5 раза меньше приращенной площади. При мощности океанической литосферной плиты 60 км (вплоть до астеносферы) объем литосферы, поглощенный в зонах Бенъофа, составляет 9 млрд. км³, что в 2 раза превышает объем материковой коры.

Следствием поглощения является несоразмерно малое по объему наращивание материковой коры в островных дугах и западных окраинах Южной и Северной Америки над зонами Бенъофа. Поистине гора родила мышь, и механизм поглощения не уступает механизму океанизации континентальных плит! Действие механизма поглощения можно допустить в размерах (исходя из принципа соразмерности причин и следствий), необходимых для прироста земной коры над зонами Бенъофа, и не более, иначе становится необъяснимым равенство объемов коры внутренних и внешних Западно-Тихоокеанских островных дуг при колоссальной разнице в объеме поглощенной литосферы. Тогда остается принять, что в мезокайнозое расширение в рифтах компенсировалось увеличением радиуса (на 1030 км, согласно подсчетам Н. Е. Мартыанова, 1968 г.), площади поверхности литосферы (на 145 млн. км²) и объема Земли с импульсами сжатия второго порядка. Таким образом, в начале мезозоя единому матерiku противостоял равный по площади Тихий океан (177 и 180 млн. км²). Антисимметрия Земли, антиподальность материков и океанов была полной (с точностью до 2%), т. е. поверхность литосферы обладала симметрией в рамках Римановой геометрии (отождествление двух полюсов любого диаметра сферы). При расширении Земли антиподальность материков и океанов была унаследована с точностью до 5% (Каттерфельд, 1962), причем она проявилась и в динамическом аспекте: шарнирным центрам и линиям сжатия на материках и прилегающих океанических днищах соответствуют антиподальные центры и линии растяжения в океанических впадинах (линии растяжения и сжатия иногда повернуты относительно соединяющей их полярной оси на 90°).

С верхнего рифея до мезозоя, судя по наличию внутри континентов постепенно отмирающих геосинклинальных прогибов с океанической корой (типа уральских, алтае-саянских, казахстанских и т. д., Васильев, 1965; Пейве, 1970), происходило уменьшение объема Земли с импуль-

сами расширения второго порядка. Наличие мелких пульсаций объема Земли на фоне длиннопериодичных фиксируется на материале плейстоцена. Эвстатические колебания уровня Мирового океана за последние 1,7 млн. лет относительно стабильных шитов планеты происходили в интервале +210, —420 м (Шейнер, 1963; Зубаков, 1971), постепенно угасая к современной эпохе. Поскольку радиус Земли измеряется от центра до уровня поверхности геоида, логично отождествить эти колебания с изменением радиуса Земли. Осредняющая кривая угасающих колебаний радиуса показывает его рост на 100 м в течение плейстоцена. При этом радиус принимает не произвольные, а дискретные значения, равные значениям радиусов внутренних или внешних структурных уровней (см. таблицу).

Развиваемый подход, тесно связанный с традиционными концепциями планетарной тектоники — пульсационной (В. Бухер, В. А. Обручев, М. А. Усов, Н. Е. Мартыанов), ротационной (Б. Л. Личков, В. И. Драгунов, Г. Н. Каттерфельд, М. В. Стюас и др.) и мобилистской (А. Вегенер, А. Дю Тойт, П. Н. Кропоткин и др.), — вводит как естественную иерархию делимости литосферы на плиты в зависимости от глубины их заложения, так и математическое описание планетарных тектонических явлений. Сравнительный анализ металлогении плит, заложенных на разных глубинах, дает возможность реконструировать глубины источников рудного вещества и геохимию различных оболочек мантии.

5. Совпадение числа структурных уровней Земли с массовыми номерами последних химических элементов навело автора на мысль — поставить в соответствие каждому номеру структурного уровня Земли химический элемент с равным ему массовым номером (доминантный элемент). Кроме того, каждому структурному уровню соответствуют элементы, получающиеся путем многократного удвоения или деления на 2 массового номера, порядкового номера и числа нейтронов этого элемента, а также элементы той группы таблицы Менделеева, к которой принадлежит доминантный элемент. Полученная модель химического состава Земли выглядит следующим образом: от центра Земли до 1-го уровня распространены элементарные частицы, в интервале 5825—5344 км — водород, выше гелий, затем литий. На глубине 3178—2913 км должен находиться элемент с массовым номером 8. В нижней мантии от 2913 до 945 км последовательно сменяются бериллий, бор, углерод, азот, кислород, фтор, неон. Зона натрия — силиция прослеживается до 470 км. К астеносфере в интервале 470—400 км приурочены фосфор и сера. Второй астеносферный слой в интервале 300—236 км имеет хлор-аргоновый состав. Зона K^{39-41} расположена на глубинах 217—167 км, зона Ca^{40-48} от 199 до 109 км, причем третий астеносферный слой в интервале 153—109 км содержит малораспространенные изотопы кальция и скандий. До глубины 84 км следует зона титана, выше — ванадия и хрома. В интервале 54—27 км сменяются зоны марганца, железа, никеля и кобальта, выше, вплоть до 18 км, — меди и цинка. Химические элементы с большими массовыми числами приурочены к внутрикоровым структурным уровням. Модель хорошо согласуется с данными Н. З. Евзиковой (1969), концепциями В. Н. Ларина (1971) и В. А. Твердохлебова (1971).

Из модели следует, что калиевые базальты и ультраосновные породы поступают на поверхность из подошвы астеносферы, кальциевые толеитовые базальты и траппы — из астеносферы, титаносные габбро-пироксенитовые интрузии (с ванадием) зарождаются выше астеносферы. В самых верхах мантии зарождаются хромитосные (Урал, Сангилен), железо-никель-кобальтоносные (Южный Урал, Куба) или меденосные диапировые блоки (Красное море, Индийский хребет). Под срединно-океаническими хребтами «кальциевая» астеносфера в резуль-

тате растяжения Земли и частичной конвекции поднимается к поверхности до глубины 30—45 км. Вышележащие рудоносные уровни поднимаются к поверхности и разрываются, вследствие чего от центров рифтовых зон к периферии проявляется зональность рудных элементов: титан, хром — в рифтовых зонах; марганец, железо, никель, кобальт, медь — на днищах океанов, медь, цинк — в зонах перехода океанов и континентов. На континентах с тех же глубин, на которых расположены никель, кобальт, к поверхности поступают олово с вдвое большим массовым номером, серебро и золото, расположенные в одной подгруппе с медью. В связи с антиподальностью Земли вдоль рифтовых зон с юга на север также будет проявляться зональность, аналогичная вышеупомянутой.

Э. И. Кутырев
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

ПЛАНЕТАРНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ В СВЕТЕ ПАЛЕОРЕКОНСТРУКЦИЙ

Повысившийся за последние годы интерес к прогнозированию предопределил необходимость разработки новых методов тектонических, металлогенических и собственно прогнозных исследований. В этой связи крупным достижением последнего десятилетия можно считать приложение идей системного подхода к изучению геологических образований (Драгунов, 1965; Васильев, 1971; Рундквист, 1971), необходимость в котором особенно остро стала ощущаться при разработке теории прогнозирования месторождений.

Стремление отдать первенство не гипотезам, генезису, а структурно охарактеризованному веществу (парагенезам) на всех уровнях металлогенических и тектонических исследований как нельзя лучше гармонизировало с принципами системного анализа: ограничение задания и конечного результата исследований, подчинение их целостному подходу, формализация и унификация понятий, характеристика объектов ограниченным числом параметров на всех уровнях рассмотрения, соответствующих иерархическим уровням организации вещества (табл. 1). Системный подход открывает пути к выявлению объективных закономерностей размещения оруденения в парагенезах более крупных, чем формация. Оказалось возможным отказаться от многих традиционных методов исследований, в частности от сравнений по аналогии, т. е. по максимально большому числу признаков, не обязательно существенных для сравниваемых предметов, и перейти на сравнительно-исторический анализ по гомологии (каждый раз — вещество плюс его внутренняя структура).

При системном подходе планетарную металлогению можно рассматривать как ряд статистически установленных закономерностей размещения полезного ископаемого с заданными параметрами в систематизированных парагенезах всех уровней организации. Решение прикладных вопросов гарантировано алгоритмом — оптимальной последовательностью преобразования информации (табл. 2).

Внешняя структура парагенезов служит предметом изучения тектоник (соответствующих уровней) или геотектоники (последовательно на всех уровнях, снизу вверх), распределение напряжений при формировании структур — объектом изучения геодинамики, а движение вещества — геокинематики. Генетические модели, в том числе созданные новой глобальной тектоникой, используются для постановки задач по выявлению косвенных признаков парагенезов, по тем или иным причинам недоступных для наблюдений, для установления статистических закономерностей размещения оруденения в парагенезах (от низших уровней

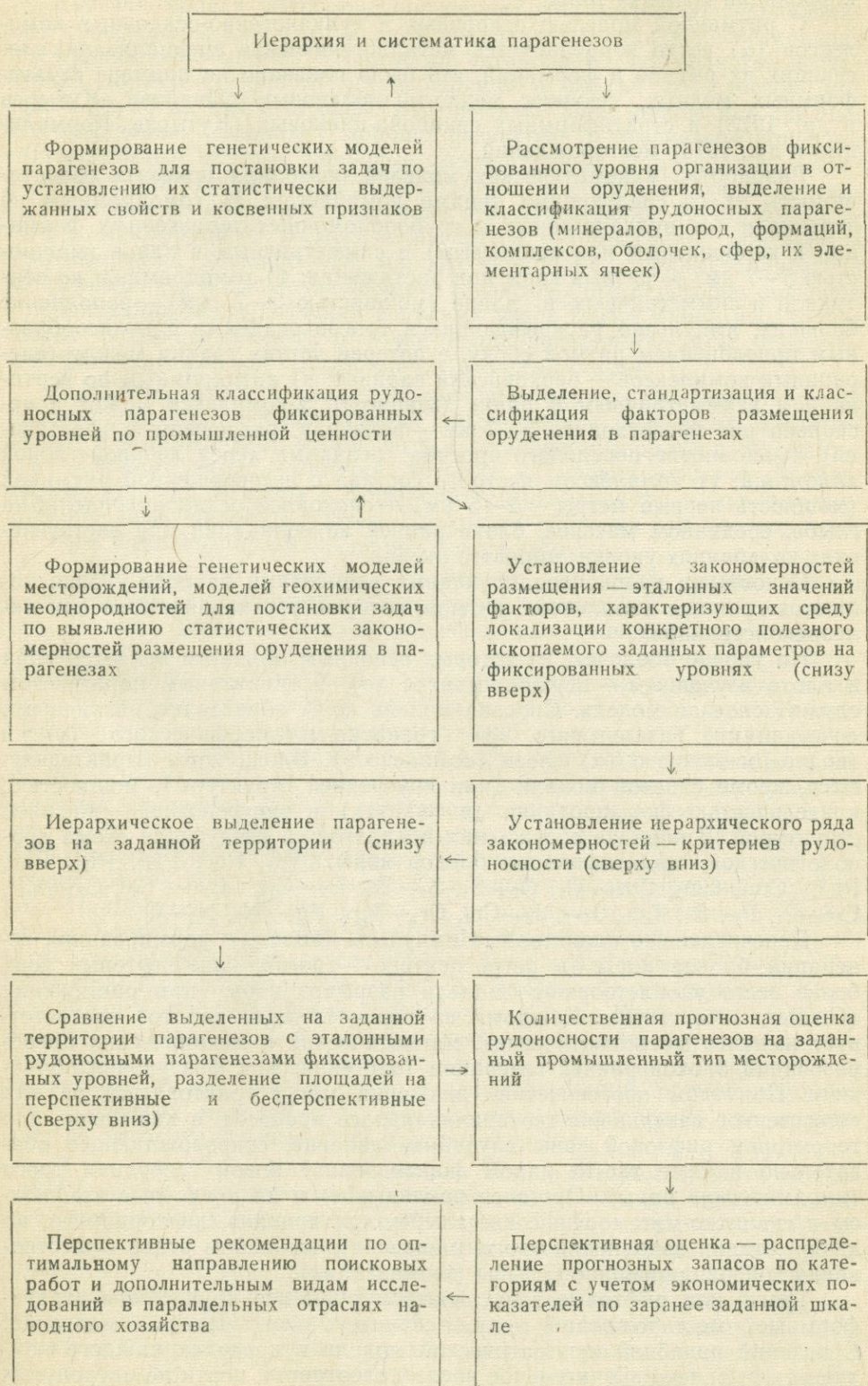
Уровни организации парагенезов

Символ уровня органи- зации	Парагенез	Элементарная ячейка парагенеза	Элемент парагенеза	Примеры тектонических единиц	Примеры металло- генических единиц
<i>n</i>	Планета	?	Ядро, сфера	Линеамент, шаровой пояс	—
<i>n-1</i>	Сфера	Элементарный парагенез оболо- чек	Оболочка	Трансформная зона, плита, геофлюкт, островная дуга, сре- динный хребет	Рудосфера
<i>n-2</i>	Оболоч- ка	Элементарный парагенез комп- лексов — слоевая модель коры	Комплекс	Рифтовая зона, трог, блок коры, кора континенталь- ная, океаническая, ороген	Рудоносный блок коры, рудоносный этаж, рудный пояс
<i>n-3</i>	Комп- лекс	Элементарный парагенез форм- аций (ритм)	Формация	Геосинклиналь, вул- каногенно-осадоч- ный, гранитно-мета- морфический, ба- зальтовый, гиперба- зитовый комплексы, комплексы страти- формные и секущие	Рудоносный комплекс, ритм, рудная зона, площадь, узел
<i>n-4</i>	Форма- ция	Элементарный парагенез пород (парагенерация)	Порода	Складка, структурно- формационная зона	Рудоносная формация, рудное поле, месторождение
<i>n-5</i>	Порода	Элементарный парагенез мине- ралов	Минерал	Складка, будина	Рудоносная порода, фация, рудное тело
<i>n-6</i>	Минерал	Элементарная ячейка минерала	Химический элемент	—	Рудный мине- рал

к высшим) и критериев рудоносности (в обратной последовательности). С указанных позиций проанализированы тектоника, динамика, кинематика и металлогения парагенезов по уровням организации более высоким, чем формация.

На уровне комплексов в качестве элементарной ячейки рассматривается ритм, в качестве элемента — формация. Важным параметром является мощность ритма, хронологической матрицей, по которой проверяется правильность его выделения, — статистически установленная шкала квантов времени. Мощность ритмов позволяет судить о моделях комплексов при недостатке информации. Устойчиво правило, заключающееся в том, что первый (снизу) ритм в комплексе имеет мощность более 3 км, второй — 1—3 км, последующие — 1 км и менее. Суммарная мощность ритмов в комплексах 5—7 км (при этом достигается изостатическое равновесие). По указанным признакам с учетом форма-

Алгоритм тектонических и металлогенических исследований



ционного содержания ритмов становятся возможными палеорекострукции на момент начала формирования трогов (момент «заложения» геосинклиналей) и положительное решение проблемы стратиграфической корреляции «немых» толщ.

С ритмичной моделью осадочных и вулканогенно-осадочных комплексов (α) четко коррелируется металлогеническая специализация слагающих их ритмов и формаций, что было показано на примере стратиформных медных, секущих медно-молибденовых (Павлова, Кутырев и др., 1973) и стратиформных свинцово-цинковых (Кутырев, Кормилицын и др., 1973) месторождений.

Разработка кинематических моделей позволила показать сопоставимость их со следующими типами комплексов: а) гомодромным по вертикали (от вулканогенных и грубообломочных терригенных формаций к карбонатным или сланцевым) и симметричным в плане (мощностью 5—7 км) — разрыв коры при растяжении; б) гомодромным по вертикали и симметричным в плане (мощностью 5—7 км) — заполнение больших, импульсно раскрывающихся трогов осадками с кулисообразным прислонением ритмов сбоку, с потерей четких границ между генерациями комплексов — верхоянский вариант; в) антидромным по вертикали и асимметричным в плане (мощность α -комплекса может в несколько раз превосходить 5—7 км — величину, разрешенную изостазией) — заполнение передового прогиба осадками перед лобовой зоной аллохтона; г) комплексом пестрого состава с несовершенной ритмикой (мощность первые метры — 2—5 км) — спокойное осадконакопление на глыбе, срединном массиве, блоке ранней консолидации при эвстатических колебаниях уровня Мирового океана.

Основными рудоконтролирующими элементами данного уровня являются границы комплексов, ритмов, которые устанавливаются при палеорекострукциях.

На уровне оболочек, из которых основным объектом является кора и плохо изученным — верхняя мантия (σ), элементарным парагенезом служит слоевая модель. Слоевая модель коры образована различными сочетаниями базальтового (β), гранитно-метаморфического (γ) и (водно-)осадочного (α) слоев (комплексов). Блоки коры характеризуются, кроме слоевой модели (или внутренней структуры), мощностью, длительностью формирования (в квантах) и морфологией — внешней структурой. В порядке обсуждения предлагается следующая схема хронологической квантификации блоков коры: $Pt_1, Pt_1^1, Pt_2^2, Pt_3^1, Pt_3^2, Pt_3^3, Cm_1, Cm_2, Cm_3-O_1, O_2-S_1, S_2-D_1, D_2-C_1^1, C_1^1v-C_2^1, C_2^2-C_3^1, C_3^2-P_1, P_2-T_1, T_2-3, J_1-2, J_3-Cr_1, Cr_2-Pg_1, Pg_2-N_1, N_2-Q$.

Перечисленные планетарные импульсы (кванты) формирования генераций блоков коры (в ретроспективе — трогов, или рифтовых зон) более всего удовлетворяют модели разрывов коры при растяжении (Girdler, 1965, 1968). Каждому из перечисленных квантов соответствует импульс метасоматических, магматических и механических преобразований блоков ранней генерации (орогенических фаз уровня оболочек). При этом орогенические движения могут трактоваться не как естественное завершение геосинклинального процесса, а как новое, для территории рифтовой зоны случайное явление, сопровождающее обязательно идущее где-то рядом формирование новой генерации трога (динамические пары). Орогенез накладывается на осадочные комплексы и гранитно-метаморфические глыбы, как правило, дискордантно, на любой стадии заполнения трога (инверсия), на любом этапе существования консолидированной глыбы (активизация).

Троги, или рифтовые зоны, контролируют все крупнейшие стратиформные месторождения меди, свинца, цинка, железа, марганца. С позиций подобной кинематической модели в пределах каждого континента выявлено значительное число палеотрогов, почти не затронутых

складчатостью. Они считаются платформенными образованиями и только в силу этого в достаточной мере не опоскованы на стратиформные месторождения (троги Западной Сибири, Туранской «плиты» и др.).

Слоевая модель полностью определяет геохимическую специализацию блоков коры как в отношении доскладчатых, так и послескладчатых рудных образований. В частности, установлено, что медистые песчанники образуют крупные месторождения в блоках со слоевой моделью $\beta\alpha$, тогда как с моделью $\beta\alpha$ связаны лишь мелкие или средние месторождения. Блокам с хорошо развитым β -комплексом присущи стратиформные медные, цинковые, железорудные, марганцевые месторождения, образующие латеральные ряды, а среди типичных орогенных — медно-молибденовые (Павлова, Рождественский, 1972), вольфрамовые, золоторудные. Блокам с развитым α -комплексом свойственны стратиформные доскладчатые цинково-свинцовые, полиметаллические месторождения, а также оловянные послескладчатые. Особое значение в локализации месторождений и рудных узлов имеют линии неоднородностей (границы блоков) и точки неоднородностей — узлы пересечения трансформных зон и разломов с границами блоков.

Металлогенический анализ на уровне оболочек открывает широкие возможности для поисков отличий рудоносных и безрудных, хромитовых и никеленовых, меденосных и титановых образований также в σ - и β -комплексах — отличия, которые на уровнях химических элементов, минералов, пород и формаций устанавливаются с большим трудом или вовсе не фиксируются. На уровне оболочек эти различия могут быть выявлены практически без всяких затрат.

Геометрической моделью современной литосферы служит сфера, состоящая из двух полусфер с автономной симметрией структур в каждой из них. Северная полусфера разделена трансформными зонами (Wilson, 1968) на три сферических треугольника с вписанным в каждый из них сферическим овалом. В южной полусфере подобные овалы вписаны в три сферических трапеции и расположенный между ними сферический треугольник. Приблизительно по диаметру овалы разделены трансформными зонами на две части. Кинематическая модель полусфер — неравномерное увеличение площадей овалов, треугольников и трапеций, вращение овалов, связанное с неравномерным расширением литосферы (во всяком случае — увеличением ее наружной площади). Пространства сферических многоугольников за пределами овалов (литоплит) характеризуются наиболее сложной, геофлюктогенной структурой. Примерами геофлюктов или их разорванных фрагментов служат Северо-Восток СССР — Аляска (J_3-Q), Мексиканский залив — Карибское море ($J-Q$), область сочленения Азии и Австралии (Pz_3-Q), Тимано-Полярноуральская (S_2-P_1), Казахстан-Алтае-Саянская (S_2-P_1) области, протерозойские геофлюкты Карело-Кольского, Олекмо-Витимского регионов. С помощью палеореконовструкций намечены модели литосферы с количеством многоугольников и овалов, отличным от современного. В геофлюктах распределение формаций, ритмов, комплексов и слоевых моделей коры максимально неоднородно, что определяет их высокую насыщенность месторождениями.

В качестве геометрической модели Земли автором принята модель неправильного шарового многогранника, состоящего из четырех шаровых тригональных пирамид с сегментарной внутренней структурой, разделенных двумя глобальными шаровыми поясами: субширотным (Средиземноморье, Новая Гвинея, острова Туамот, Карибское море) и субмеридиональным (Срединно-Атлантический хребет, Южный полюс, острова Фиджи, Камчатка, Северный полюс). Наиболее вероятной кинематической моделью Земли служит модель расширяющегося шара (О. Хильгенберг, Д. Хильтен, Б. Хейзен, С. Кэри, К. Крир, В. Нейман),

физической моделью — модель Дирака, по мнению автора — неравномерное расширение многогранника, появление новых ребер и граней, расчленение на части старых. Предполагается увеличение радиуса Земли с рифея доныне более чем в два раза.

В целом переход от высших уровней к низшим сопровождается усложнением симметрии структур парагенезов, возникновением разнообразных неоднородностей, которые представляют наибольший практический интерес на всех уровнях.

Из изложенных представлений вытекает насущная задача планетарной металлогении — на основе палеореконструкций дать последовательную развертку типов месторождений заданных параметров и их уровней групп в вертикальные и латеральные ряды.

Новая глобальная тектоника, понимаемая как тектоника парагенезов фиксированных уровней организации вещества, учитывающая пространственную (латеральную и вертикальную) нестабильность, временную и эволюционную неоднородность Земли, сфер, оболочек, комплексов, открывает большие возможности для сопоставлений по гомологии, корректной экстраполяции и интерполяции, познания статистически выдержанных объективных закономерностей размещения месторождений, количественного прогнозирования.

*М. И. Розинов, Л. Е. Шолпо
(Ленинград, ВСЕГЕИ)*

ОПЫТ ПРИМЕНЕНИЯ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ РЕКОНСТРУКЦИЙ ПРИ РЕГИОНАЛЬНЫХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЯХ

1. Палеомагнитный анализ является одним из главных методов геологических реконструкций, используемых для аргументации принципиальных положений концепции новой глобальной тектоники, идеи которой получили в последние годы отображение и в глобальных металлогенических построениях. В то же время этот метод не нашел еще сколько-нибудь широкого применения при региональных металлогенических исследованиях, результаты которых должны составлять основу подобных построений. Попытки использования палеомагнитного анализа в таких целях сводятся главным образом к оценке возраста гематитсодержащих рудных объектов, датировка которых другими методами вызывает затруднения. В числе первых изученных объектов оказались эпitherмальные месторождения Западной Европы, сформировавшиеся в течение мезозоя в пределах эпиварисской платформы.

Вместе с тем материалы региональных палеомагнитных исследований могут содержать информацию о некоторых особенностях палеодинамики конкретных тектонических структур и, в частности, горизонтальных элементах их движений, учет которых представляет определенный интерес при металлогеническом прогнозировании. Иллюстрацией этого тезиса служат соответствующие данные, полученные нами для территории Кураминской зоны Тянь-Шаня.

2. В пределах Кураминского хребта устанавливается существование значительной аномалии склонения древнего магнитного поля, которая фиксируется естественной остаточной намагниченностью вулканических пород (C_2-T_1). Эта аномалия выражается в форме поворота кривой миграции векторов намагниченности пород на $90-100^\circ$ в направлении против часовой стрелки относительно линии их движения, соответствующей среднеконтинентальным данным для того же периода времени. Одинаковая величина палеомагнитной аномалии для разновозрастных вулканических свит свидетельствует о появлении ее после

окончания магматической деятельности. Меловые же осадочные породы Кураминского хребта и Ферганской впадины не обнаруживают отклонений от средних палеомагнитных данных для Евразии. Последнее обстоятельство указывает на домеловой возраст аномалии.

В интервале времени между ранним триасом и мелом имело место интенсивное гидротермальное рудоотложение, отдельные стадии которого выделялись широкой представительностью гематита. Результаты палеомагнитного изучения руд позволяют сделать вывод о том, что эпитермальная минерализация проявлялась синхронно с образованием аномалии и фиксировала отдельные этапы этого процесса. Руды характеризуются значительно меньшей по величине палеомагнитной аномалией, причем переход от ранней, гематит-медно-висмутовой, стадий к поздней, гематит-золоторудной, сопровождается резким убыванием величины аномалии.

3. Наиболее удовлетворительная, с физической точки зрения, интерпретация конкретного вида палеомагнитной аномалии как региональной аномалии только склонения магнитного поля сводится к признанию горизонтального вращения Кураминского блока в направлении против часовой стрелки. Отсутствие геологических подтверждений поворота Кураминского блока на 90° относительно смежных блоков заставляет рассматривать его как часть крупной внутриконтинентальной подвижной системы блоков, испытывавших незначительные горизонтальные перемещения друг относительно друга. В нее может быть включена территория Центрального Казахстана, характеризующаяся аналогичной по своему типу аномалией склонения позднепалеозойского магнитного поля, которая составляет по величине не более 30° . Общий эффект дифференциальных вращательных (вихревых) движений в такой динамической системе блоков, постепенно нарастая от периферии к ее центру, может быть весьма значительным.

4. С таких позиций получает объяснение своеобразный характер структурного контроля эпитермального оруденения. Размещение месторождений определяется сложной системой сдвиговых дислокаций, оформившейся в результате обновления древних разрывных нарушений в связи с активностью регионального Таласо-Ферганского разлома. Возникновением растягивающих напряжений в процессе вращательного движения блока коры и проникновением окислительной обстановки на значительную глубину может быть обусловлен необычный тип вертикальной рудной зональности. Он характеризуется распространением гематитовых руд, которые открывают процесс рудоотложения, на большую глубину, ниже более поздних сульфидных руд, не обнаруживающих признаков окисления. С действием этого же фактора может быть связано формирование глубоких и мощных зон окисления на более древних, домезозойских, медно-молибденовых, медноколчеданных, полиметаллических и золоторудных месторождениях.

5. Данные палеомагнитного изучения Кураминской зоны свидетельствуют об отсутствии непосредственной связи эпитермального рудообразования с магматической деятельностью. В свете этих данных в качестве непосредственной причины рудогенеза выступают процессы обновления разломов, порожденные вращательным моментом движения тектонических структур. Вероятно, такие процессы способны оказывать мобилизирующее воздействие на рудные компоненты среды (Cu, Pb, Zn, Au, Ag, Bi, Fe, Ba, F), вызывая их повторное переотложение на квазиplatformной стадии тектонического развития в форме минерализации «западно-европейского» типа. Более широкое использование палеомагнитного анализа при региональных металлогенических исследованиях может способствовать выявлению подвижных блоков земной коры, подобных Кураминскому и перспективных на этот тип минерализации.

ФОРМИРОВАНИЕ ПЛАНЕТАРНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

Выявленные в последние годы закономерности развития структур сочленения плит литосферы: зон Бенъофа, рифтов и трансформных разломов — создали новые научные предпосылки для анализа планетарной металлогении.

С позиций концепции уровней организации вещества («Проблемы развития советской геологии», 1971) первоочередным при анализе металлогенической зональности представляется решение следующих задач:

1. Выделение минимального числа структурных элементов земной коры одного иерархического уровня, отличающихся по парагенезисам формаций, зональности и комплексам полезных ископаемых.
2. Установление наиболее характерных случаев взаимного расположения выделенных структурных элементов в пространстве.
3. Рассмотрение динамики их развития во времени.

ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАНЕТАРНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ

По особенностям развития парагенезисов формации* и связанных с ними полезных ископаемых отчетливо обособливаются два типа структур: относительно изометричные, площадные, характеризующиеся широким латеральным распространением формаций при резкой смене их по вертикали, условно названные «блоками», и линейные структуры со сложным прорастанием и резкими фациальными переходами формаций по вертикали и по латерали. Первые — различные образования структур платформ, вторые — подвижных поясов. Планетарная металлогеническая зональность определяется в первую очередь линейными структурами и проявляется наиболее контрастно в пределах подвижных поясов.

Линейные структуры I типа — офиолитовые пояса — представлены дунит-гарцбургитовой, дунит-пироксенит-габбровой магматическими формациями (Москалева, 1971), с которыми связаны такие гидротермально-метасоматические формации, как серпентиниты и метасоматические амфиболиты. Для массивов характерна ритмичность и стратификация с расположением более поздних основных и кислых по составу разностей в верхних центральных частях массивов, признаки аллохтонного залегания, будинажа, зоны меланжа. В автохтонном залегании эти массивы обнаруживают тесную связь с кремнисто-вулканогенными формациями. Характерны месторождения Cr, Pt (Os, Jr), Fe — Ti, Fe — Ti — V — Cu, асбеста, талька, магнезита и др. Схема зональности рудных полей и последовательности развития оруденения может быть выражена рядом: Cr → Pt → Fe → Ti → Cu → (Zn, Pb).

Линейные структуры II типа — пояса базальт-андезитового вулканизма («андезитовые», или «порфириновые», пояса) — представлены разнообразными по вариациям породами изоморфного ряда формаций от базальт-андезита до дацит-липарита, контрастной базальт-липаритовой, а также интрузиями габбро-сиенитовой, габбро-диорит-гранодиори-

* Автор придерживается следующего иерархического подразделения вещественно-структурных образований литосферы: элемент — минерал — порода (парагенезис минералов) — формация (парагенезис пород) — комплекс (парагенезис формаций).

товой формаций. Характерные гидротермально-метасоматические формации: пропилитовая, березитовая, скарновая. Для вулканитов типична ритмичность многих порядков с отчетливо преобладающей гомодромной направленностью как в крупных, так и мелких ритмах. Для интрузий характерны признаки концентрически-зонального строения со сменой от периферии к центру и снизу вверх от основных к более кислым разностям. Направленность развития гомодромная:

габбро → диорит $\begin{cases} \text{граносиенит} \\ \text{гранит} \end{cases}$

Оруденение отчетливо стратифицированное: месторождения Fe—Cu(Au), Cu—Zn—Pb, Zn—Pb—Ag—Au—Ba колчеданной формации; в связи с более поздними интрузиями — скарновые месторождения Fe, Cu, Pb—Zn, Au—W и Cu—Mo порфировые. В рудных полях с различной полнотой проявляются члены следующего зонального ряда:

$\begin{array}{c} \text{Fe} \rightarrow \text{Co, Ni, Cu} \\ \text{Cu} \rightarrow \text{Cu, Mo} \\ \text{(W)} \rightarrow \text{Fe, As, Au} \end{array} \quad \rightarrow \quad \text{Zn, Pb} \rightarrow \text{Au Ag (Ba)}$

Линейные структуры III типа — пояса дацит-липаритов («порфировые», наземные окраинно-континентальные пояса) — представлены липарит-трахилипаритовой, контрастной липарит-базальтовой, дацит-андезитовой формациями. Характерна антидромная направленность: липариты, дациты → дацит-андезиты → трахиандезиты, базальты. Внутри отдельных свит обычно нормальная гомодромная направленность. Широко проявлены туфы, туфобрекчии, игнимбриты. Типичны резкие фациальные выклинивания, контрастность мощностей, жерловые фации и субвулканические интрузии порфировых и полнокристаллических пород разнообразного состава.

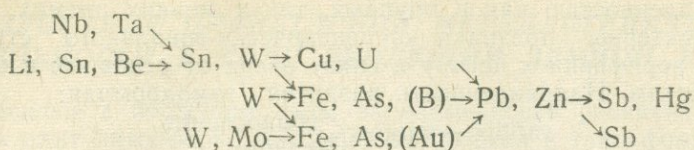
Интенсивно проявлены гидротермально-метасоматические формации аргиллизитов, вторичных кварцитов, близповерхностных грейзенов. Минерализация локализуется преимущественно в секущих жильных телах, трубках, а также в виде неправильных залежей и представлена деревянистым оловом, оловянно-силикатным, берилл-флюоритовым, золото-серебряным, полиметаллическим, медно-молибденовым, молибден-урановым, ртутно-сурьмяным, флюорит-полиметаллическим оруденением.

В случае более глубокой эрозии в обнажающихся более древних поднятиях наблюдаются проявления гранитоидного магматизма с Sn—W, W—Mo, Au—As оруденением (переход к поясам IV типа).

Линейные структуры IV типа — пояса развития гранитоидного магматизма «батолитовых гранитов», для которых характерны формации гранодиорит (плагиогранит)-гранитная, гранит-лейкогранитная и малых интрузий пестрого состава, а также гнейсогранит-гранитная, щелочно-гранитная; из гидротермально-метасоматических формаций характерны: пегматитовая, скарновая, грейзеновая, турмалин-хлоритовая, фельдшпатолитовая. При развитии гранитоидов наблюдается смена гомодромной направленности на антидромную:

(габбро)
 ↓
 диориты
 ↓
 гранодиориты → плагиограниты → граносиениты
 ↓
 граниты → монзониты
 ↓
 лейкограниты → диориты
 ↓
 щелочные граниты

Различные типы оруденения обнаруживают преобладание в закономерностях распределения рудных элементов, в связи с чем может быть восстановлена единая схема рудной зональности:



В редкометалльных пегматитах, апогранитах проявлены начальные члены этого зонального ряда; в скарнах, грейзенах — средние; в березитах, турмалин-хлоритовых метасоматитах — конечные.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ ВЗАИМНОГО РАСПОЛОЖЕНИЯ ВЫДЕЛЕННЫХ СТРУКТУР В ПРОСТРАНСТВЕ

Выделенные линейные структуры развиваются на границах современных литосферных плит — вдоль зон Бенюфа (I—IV пояса) и рифтовых структур океанов (I—II пояса). Полный набор поясов I—IV характерен для областей завершенной складчатости. Отдельные структурные элементы I—IV, несмотря на характерность связи их друг с другом, могут подчиняться в своем развитии различным структурным планам, местами совмещаться, местами разветвляться, далеко продолжаясь по простиранию в пределы консолидированных блоков и проявляясь там в виде авлакогенов (по Н. С. Шатскому, 1946) или систем линейных структур, контролирующих магматизм и оруденение.

Разнообразие подвижных поясов в значительной мере определяется неоднократно проявлением в их пределах однотипных линейных структур I, II, III или IV типов. Так, для палеозойских складчатых областей Урала, Тянь-Шаня, Алтая и др. характерно проявление систем поясов гранитоидного магматизма с редкометалльной минерализацией, симметрично располагающихся по отношению к консолидированным блокам — срединным массивам и структурам рамы.

В менее эродированных мезокайнозойских складчатых областях Средиземноморского и Тихоокеанского подвижных поясов столь же отчетливо проявлены парные системы вулканогенных поясов (Василевский, 1969).

На схеме приведено несколько характерных типов чередования поясов I—IV в пределах глобальных подвижных структур земной коры: ряд А — современных океанических дуг; ряд В — областей завершенной складчатости с переходом: платформа—передовой прогиб—миogeосинклиналь — эвгеосинклиналь (верхояно-колымский тип); ряд С соответствует случаю щит—эвгеосинклиналь (приморский тип).

Наиболее устойчиво в различных складчатых областях проявляются сочетания: II—III, II—IV, II—III—IV, I—II, IV'—IV'' (штрихи обозначают разновидности).

В качестве основного варианта, справедливого как для древних, так и для молодых подвижных поясов, можно наметить один обобщенный типовый ряд: IV''—IV'—III—II''—II'—I—II', отдельные фрагменты которого (II—III, III—IV, IV—II) могут проявляться неоднократно. Подобная зональность, намеченная для Тихоокеанского пояса еще С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным и др., в последние годы приобрела новое значение с позиции тектоники плит (работы Р. Силитоу, Ф. Гайлда, С. С. Шульца (мл.), Л. П. Зоненшайна и др.).

Особенности химизма интрузивных и вулканогенных формаций, их строение, направленность процесса, закономерности концентрации рудных элементов от зоны I к зоне IV направленно изменяются:

Ряд А		II	I	II	II	I
Область завершённой складчатости	Окраинное море	Островная дуга		Глубоководный желоб	Сводовое под- нятие	Срединно-океанический хребет
		$\beta \rightarrow \alpha \rightarrow \zeta$	$\beta \rightarrow \alpha$	$\sigma \rightarrow \psi$	$\beta \rightarrow \alpha$	β σ
		Fe, Cu, Zn, Pb, Au, Ag, Ba	Mn, Fe, Cu	Cr, Pt, Fe, Mg	Mn, Fe, Cu	

Ряд В		IV	III	II	I
Платформа	Передовой прогиб	Миогеосинклиналь малые интрузии	Геоантиклиналь	Эвгеосинклиналь	Глубинный разлом
		$\gamma \rightarrow \nu$	$\delta \rightarrow \gamma \rightarrow \epsilon$	$\lambda \rightarrow \zeta \rightarrow \alpha \rightarrow \beta$	$\beta \rightarrow \alpha \rightarrow \zeta \rightarrow \lambda$
		Sn, W, Zn, Pb, Au, Sb, Hg	Nb, Ta, Be, Li, Sn, W, Bi, Au	$\mu \rightarrow \delta \rightarrow \gamma$ Mo (W), Cu, Zn, Pb, Ag, Au	$\psi \rightarrow \mu \rightarrow \delta$ Fe, Cu, Zn, Pb, Ag, Au, Hg, S
					$\sigma \rightarrow \psi$ Cr, Pt, Fe, Ti, Cu

Ряд С		IV	III	II	I
Активизированная платформа	Активизированный щит				
β'', ξ $\sigma \rightarrow \psi, \epsilon \sigma$	E ξ	$\epsilon \gamma$	γ	См. ряд В	
	Fe, Ti, TR, Zr, Nb, Ta	Nb, Ta, Li, Be, Sn	Be, Sn, W, Mo		

а) происходит смена преимущественно стратифицированных формаций и оруденения несогласными, секущими;

б) вулканогенные формации образуют латеральный ряд: кремнисто-вулканогенная→базальт-андезитовая, андезит-дацитовая→контрастная базальт-липаритовая→липарит-трахилипаритовая, липарит-дацитовая, дацит-андезитовая, поздняя базальтовая с последовательным «раскислением» вулканитов и сменой первоначально гомодромных по направленности формаций антидромными;

в) латеральный ряд магматических формаций, в целом аналогичный отмеченному выше, но с более отчетливым возрастанием щелочности и калий-натриевого отношения: дунит-гарцбургиты→габбро-пироксениты→габбро-сениты→габбро-диориты→гранодиориты, граниты→граниты, лейкограниты→лейкограниты, щелочные граниты;

г) латеральный ряд гидротермально-метасоматических формаций: серпентиниты, метасоматические амфиболиты, (пропилиты)→пропилиты, вторичные кварциты, аргиллизиты→березиты, скарны→скарны, грейзены→грейзены, фельдшпатолиты→фельдшпатолиты, фениты;

д) латеральный ряд рудоносных формаций: от хромитоносной дунит-гарцбургитовой до оловоносных грейзенов и редкометальных апогранитов и фенитов;

е) латеральный ряд парагенезисов рудных элементов: сидерофиллы (Cr, Pt, Fe, Co, Ni)→халькофилы (Cu, Zn, Pb, Ag, Au)→литофилы (Mo, W, Sn, Li, Be, Nb, Ta, TR).

Характерным является последовательное возрастание в составе руд роли все менее распространенных в природе химических элементов, накапливающихся в промышленных концентрациях в результате все более длительной эволюции земной коры: от элементов с кларками концентраций 10—100 (гипербазитовый пояс) до элементов с кларками концентраций 1000—10 000 (гранитоидный пояс). Эти закономерности в общем виде выдерживаются в складчатых областях и геосинклиналях различного типа. Более того, черты этой же зональности можно увидеть и в пределах платформенных структур. Полярными здесь являются активизированная платформа с проявлением формации траппов и интрузии пикритовой и кимберлитовой формаций и активизированный щит с формациями щелочно-ультраосновной, щелочно-базальтовой и щелочно-гранитной. Зональность оруденения в этом ряду имеет существенные особенности, но в целом подчиняется той же закономерности: от сидерофильных элементов—Fe, Pt, Co, Ni+Cu, типичных для месторождений активизированных платформ, до TR, Ta, Nb, Be, U, Th, Sn, W месторождений активизированных щитов (рис. 1).

В качестве связующего звена между этими двумя полярными по химизму типами оруденения можно рассматривать минерализацию щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов (Fe, Ti, TR, Zr, Hg, Nb, Ta). При этом массивы щелочно-ультраосновных пород и карбонатиты располагаются во внешних зонах полей траппов и кимберлитов (Милашев, 1973), т. е. закономерно приурочены к типичным образованиям активизированных платформ, но вместе с тем характерны и для краевых частей активизированных щитов.

В случае сочленения платформа—миogeосинклиналь ... (ряд В) максимальные значения кларков концентраций и кислотности магматизма в ряду платформа—геосинклиналь приходятся на внутреннее геоантиклинальное поднятие. Миogeосинклиналь с типичными для нее малыми интрузиями пестрого состава, сульфидно-касситеритовым, золото-сульфидным и полиметаллическим оруденением, далее передовой прогиб с признаками проявлений траппового магматизма и мелководной стратифицированными месторождениями Cu, Pb, Zn намечают как бы противоположный, симметричный по отношению к поясам I—IV, ряд

магматизма и оруденения, логически взаимосвязанный с развитием платформ.

В случае сочленения щит—эвгеосинклиналь ... (ряд С) или область завершённой складчатости—эвгеосинклиналь обычно фиксируется единая прогрессивная направленность с максимальной кислотно-



Рис. 1. Принципиальная схема расположения «спектра» поясов I—IV между изометричными (точечными) и линейными структурами земной коры: β — базальты, α — андезиты, ζ — дациты, λ — липариты, σ — дуниты, ψ — пироксениты, γ — габбро, δ — диориты, γ — граниты, Е — различные щелочные породы, е — щелочные гранитоиды, ξ — щелочно-ультраосновные породы.

стью и щелочностью магматизма и наиболее высокими кларками концентрации оруденения в пределах активизированного щита (или области завершённой складчатости) и закономерный регрессивный ряд по мере перехода щит—активизированная платформа.

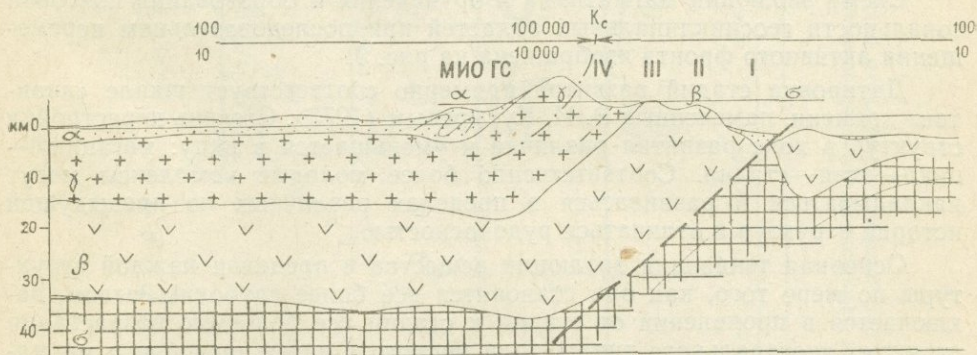


Рис. 2. Увязка слоевой модели литосферы α—γ—β—σ с латеральной зональностью подвижных поясов (Кс — кларк концентрации рудных элементов).

В самом общем виде намеченное закономерное чередование поясов I→IV с переходом через осадочный комплекс миогеосинклинали и передового прогиба к платформе соответствует слоевой модели литосферы: верхняя мантия (σ)→«базальтовый» (β)→«гранитный» (γ)→«осадочный» (α) слой и представляет собой как бы поперечное сечение литосферы в зоне глобальной дислокации (рис. 2). Этот вывод имеет важное следствие, так как устанавливает принадлежность слоев σ, β, γ, α и комплексов формаций к одному иерархическому уровню структурно-вещественных образований.

В связи со всем сказанным отмеченная зональность с последовательным изменением состава парагенезисов формации (комплексов) и сопутствующего оруденения рассматривается как планетарная металлогеническая зональность первого порядка.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗВИТИЯ ПЛАНЕТАРНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ВО ВРЕМЕНИ

Основной элемент планетарной металлогенической зональности — упорядоченное чередование поясов I—IV — возникает в ходе тектоно-магматического цикла, т. е. в интервале 600—400 млн. лет в древних и до 200—150 млн. лет в молодых складчатых областях.

Сложнозональные подвижные пояса с неоднократным повторением отдельных членов зонального ряда характерны для полициклических складчатых областей, формирующихся в масштабе мегацикла.

Зональность является результатом совместного проявления различных взаимосвязанных процессов: а) пульсационного перемещения от стадии к стадии в глубь океанических структур зон активного корообразования (зон Беньофа), фиксируемых системами островных дуг и глубоководных желобов, б) встречного распространения в глубь континентов от вновь возникающих структур процессов преобразования земной коры и складчатости. Такой пульсационный поступательно-возвратный процесс развития с отмиранием старых и возникновением новых зон Беньофа на новых окраинах континентов по мере утолщения коры и ее распространения во внешней части от зон Беньофа, в пределах сводовых поднятий, проявлялся в ходе тектоно-магматического цикла неоднократно.

Проявлением этой миграции, столь характерной для складчатых областей (Шатский, 1952, 1956; Обуен, 1967), является последовательное омоложение возраста комплексов однотипных формаций по мере перемещения от тыловых к фронтальным частям поясов, особенно отчетливо прослеживающееся во многих регионах по омоложению базальт-андезитовой (порфиритовой) формации.

Схема эволюции магматизма и оруденения и образования поясовой зональности геосинклинальных областей при последовательном перемещении активного фронта изображена на рис. 3.

Датировка стадий развития примерно соответствует шкале «квантов» времени, намеченных Э. И. Кутыревым (1973). Степень перестройки структур в ходе развития различна и уменьшается в ряду: мегацикл — цикл — этап — стадия. Соответственно более молодые комплексы могут накладываться и развиваться в пределах различных по предыдущей истории структур и отличаться рудоносностью.

Основная тенденция эволюции вещества в пределах каждой структуры по мере того, как она становится все более глубоким тылом, заключается в проявлении от стадии к стадии все большего возрастания структур «центрального типа», роли кислого и затем щелочного магматизма, литофильных элементов в составе руд, направленного увеличения потенциальной возможности концентрации все более редких и рассеянных элементов земной коры. Закономерное расположение месторождений вдоль поперечных (к простираанию поясов) разломов с определенным шагом между ними (А. Н. Кен, В. И. Васильев, Э. И. Кутырев, J. Kutina) указывает на то, что переработка ранее созданных комплексов формаций происходит неравномерно, преимущественно вдоль разломов трансформного типа.

Подобная эволюционная схема развития оруденения с последовательным развитием от стадии к стадии геосинклинального процесса новых более «продвинутых» парагенезисов руд хорошо подтверждается всеми последними данными по геохронологии магматизма и рудообразования, характерностью для месторождений тыловых поясов признаков проявления совмещения различных типов оруденения, перераспределения первичных (обычно стратифицированных) образований и все возрастающего усложнения состава и строения.

С рассматриваемых позиций общая гомодромная направленность развития магматизма при формировании геосинклиналей объясняется не вертикальной миграцией фронта магмообразования (Изох и др., 1957; Кузнецов, 1962), а латеральным перемещением и распространением

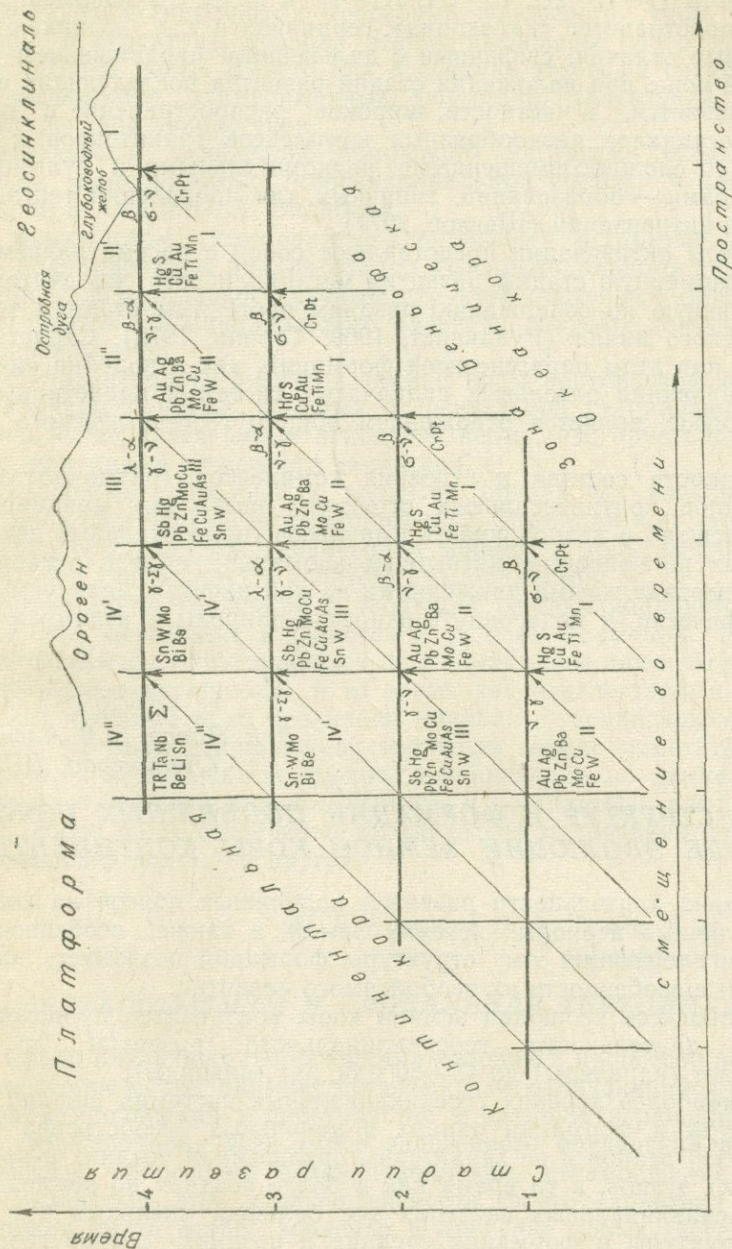


Рис. 3. Схема развития латеральной поясовой зональности (I—IV) в результате эволюции магматических формаций и оруденения при поступательно-возвратном развитии геосинклиналей. (Условные обозначения см. на рис. 1.)

нием зоны активного магмообразования из верхней мантии, обнажающейся в рифтовых структурах и желобах, в «базальтовый» и далее «гранитный» слой. В целом подобная динамика объясняет единую зональность рудосферы Земли с закономерной сменой парагенезисов формаций и максимальной степенью концентрации рудных элементов (Кс) в зоне перерождения гранитного слоя.

Пульсационное поступательно-возвратное развитие, проявляющееся на порядок в более крупном масштабе времени (мегацикле), приводит к формированию сложнзональных полициклических складчатых поясов. Помимо неоднократного повторения в таких поясах сходных парагенезисов формаций и структур, располагающихся в определенной последовательности (I—II—III, II—III, III—IV и т. д.) с закономерным смещением в пространстве «каледонид», герцинид» и т. д., возникают и дополнительные отличия, связанные с дальнейшим продвижением эволюции земной коры при наложении стадий развития последующих циклов. Этим объясняется, в частности, широкое распространение в поздних стадиях мегациклов разнообразных комплексов гранитоидов и месторождений со сложносовмещенными редкометальными и сульфидными парагенезисами — образований, типичных для проявлений тектоно-магматической активизации (Щеглов, 1971).

Процессы активизации представляют собой с рассматриваемой позиции закономерную стадию развития мегациклического складчатого пояса, аналогичную по содержанию поздним орогенным стадиям тектоно-магматического цикла (Рундквист, 1969; Строна, 1972). Сходство возникающих при этом парагенезисов формаций, как и подобие «механизма» формирования отдельных складчатых систем и планетарных подвижных поясов, является отражением общего геогенетического закона развития.

Особенности состава и строения комплексов (ритмичности) различных типов континентальных структур позволяют принципиально увязать масштаб и периодичность импульсов горизонтальных движений, выявляемых по поясовым магнитным аномалиям вблизи океанических рифтов, с вертикальными движениями на континентах, датируемых биостратиграфически, и подчеркнуть единство природы и взаимосвязь этих явлений.

*В. Е. Попов, Е. В. Альперович
(Ленинград, ВСЕГЕИ)*

ТИПЫ СТРУКТУР И ФОРМАЦИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ В ХОДЕ ЭВОЛЮЦИИ ЗЕМНОЙ КОРЫ КОНТИНЕНТОВ

1. Анализ длительности развития подвижных поясов на континентах в различные периоды истории Земли, а также особенностей их структур и слагающих эти структуры формаций позволяет наметить две основные особенности их необратимого развития:

а) в процессе эволюции земной коры континентов происходит сокращение длительности геосинклинального развития от 800—1000 млн. лет (карелиды) до 45—60 млн. лет (альпиды);

б) в наиболее древних геосинклинальных системах широко развиты структуры и формации ранних и начальных («собственно геосинклинальных») этапов и не характерны образования поздних и конечных (орогенных) этапов, в то время как в более поздних по времени заложения геосинклинальных системах все больший удельный вес приобретают структуры и формации средних и поздних этапов геосинклинального развития.

2. В целом в ходе эволюции земной коры континентов ясно выделяются четыре мегаритма, характеризующиеся различным типом развития геотектонических структур, отраженным в составе слагающих их формаций: архейский, протерозойский, палеозойский и мезокайнозойский.

Архейский мегаритм завершает нуклеарное развитие Земли и не образует структур, которые бы по составу формаций или по своему

строению могли бы быть отнесены к подвижным поясам или платформам.

Подвижные пояса протерозойского (карело-байкальского) мегаритма представлены, как правило, вулканогенными трогами, сложенными формациями ранних этапов геосинклинального развития («вулканогенными геосинклиналями спилит-диабазового ряда») и лишь отчасти миогеосинклинальными прогибами флишевого типа. Орогенные формации и структуры поздних этапов выражены слабо, маломощны или не развиты вовсе. Вместо них в средние этапы на срединных массивах появляются платформенные формации, слагающие синеклизы и структуры типа авлакогенов.

Палеозойский (каледоно-герцинский) мегаритм характеризуется развитием полноразвитых геосинклинальных систем, в классическом понимании Э. Ога и Ю. А. Билибина.

В мезозойском (киммерийско-альпийском) мегаритме можно отметить редуцирование ранних этапов геосинклинального развития, непропорционально широкое развитие структур орогенных (поздних и конечных) этапов геосинклинального развития, широкое проявление процессов активизации.

3. Направленность развития земной коры континентов подчеркивается наличием крупных рубежей относительной стабилизации земной коры — в конце архея, венде и поздней перми, что обусловлено, по-видимому, причинами внеземного характера.

Сокращение длительности развития подвижных поясов и возращение роли орогенных поясов и орогенных формаций в их строении связано с прогрессирующим увеличением мощности коры континентов, что недостаточно учитывается в гипотезе неомобилистов.

4. Отмеченные тенденции в эволюции геосинклинального развития находят свое отражение в филогении рудных формаций. Так, раннеэтапные формации (колчеданная и др.) характерны для протерозойского и палеозойского мегаритмов, в то время как позднеэтапные (грейзеновая и др.) наиболее ярко проявлены начиная с герцинской эпохи. Вместе с тем на фоне направленной эволюции можно отметить различия в металлогении подвижных поясов, возникающих на стыке континентальных плит, с одной стороны (Тетис), и на границах плит, представляющих собой зоны сочленения океанической и континентальной коры (Тихоокеанский пояс), — с другой.

*Ю. В. Казизын, Э. А. Ланда, Д. В. Рундквист
(Ленинград, ВСЕГЕИ)*

МЕТАСОМАТИЗМ И ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТНИКА

1. Среди различных геологических явлений и процессов петро- и рудогенеза особое место занимает метасоматизм, отличающийся многообразием форм проявления в пространстве и времени, играющий ведущую роль в формировании всех типов эндогенного оруденения и тесно сопряженный с процессами осадконакопления, метаморфизма и магматизма. Вследствие этой исключительности своего характера метасоматизм может иметь особое значение в проверке новых геогенетических построений и, в частности, концепции глобальной тектоники.

2. В различных тектонических структурах земной коры — поясах проявления гипербазитов, порфиритового и порфирирового вулканизма, гранитоидного магматизма складчатых областей, а также в пределах древних щитов и платформ метасоматизм проявляется по-разному (см. таблицу).

3. Типовые особенности проявления метасоматизма прогрессивного и регрессивного этапа рассматриваются на примере древних щитов и

Особенности проявления метасоматизма в главней

Этап	Основные особенности	Древние щиты (включая срединные массивы)	Платформы
Регрессивный	Тип метасоматитов, структурный контроль и формы проявления	Альбититы, фениты, скарноиды, пегматиты	Линейные локальные зоны, зоны Рудные, карбонатные, фосфатные, сульфатные метасоматиты
	Характер зональности и энергетика	Последовательное возрастание мощностей внешних и суперкомпенсирован	
	Поведение петрогенных компонентов и элементов-примесей	Дифференциальная подвижность петрогенных ком	
	Главные рудные элементы	Ta, Nb, U, Th, (Fe, Cu, Mo, W, Sn, Pb, Zn)	Ta, Nb, U, Th, TR
Прогрессивный	Структурный контроль, тип метасоматического процесса, формы появления метасоматитов	Крупные участки земной коры, регио Региональные глубинные разломы, гранитизация, мигматизация	Интрузивные массивы и зоны их эндоконтактов; скарнирование, фенитизация, нефелинизация, скарны, фениты
	Характер зональности и энергетика	Последовательное уменьшение мощности внешних заме	
	Поведение петрогенных компонентов и элементов-примесей	Привнос кремния и щелочей, дифференциальная	
	Рудная минерализация	В зонах максимальной переработки отсутствует	

ших тектонических структурах земной коры

Складчатые области			
гранитоидные пояса	порфириновые пояса (базальт-андезиты)	порфириновые пояса (дацит-липариты)	гипербазитовые пояса (дунит-гарцбургиты)

контактов, околожильные породы

Грейзены, скарны	Оксеталиты (березиты, листвениты, пропилиты)	Аргиллизиты	Серпентиниты
------------------	--	-------------	--------------

зон, преобладание экзотермических реакций по принципу автокомпенсированного замещения

понентов, концентрация рудного вещества преимущественно во внутренних зонах

Ta, Nb, Be, Sn, Mo, W (Cu, Pb, Zn)	Mo, Au, Cu, Sn, Pb, Zn	Au, Ag, As, Bi, Hg, S, F, U	
---------------------------------------	---------------------------	--------------------------------	--

нальные и субрегиональные зоны

Внутренние и апикальные части абиссальных гранитовых массивов, аутометасоматиты, апограниты	Участки контактов гипабиссальных интрузий, калишпатовые метасоматиты	Вулканические аппараты, вторичные кварциты (пропилиты)	Гипербазиты?
---	--	--	--------------

зон, преобладание эндотермических реакций по принципу акомпенсированного щения

подвижность компонентов, вынос рудных элементов-примесей из внутренних зон

(за исключением Al), в зонах базификации убогая (за исключением Fe, Cr)

платформ. Щиты и фундаменты древних платформ с зонами глубинных разломов в них (Алданский щит, Кольский полуостров) характеризуются преобладающим развитием древних пород, формирование которых связано с явлениями интенсивного метасоматизма и глубокого метаморфизма, имеющими региональное распространение. Эта тесная связь метасоматизма с метаморфизмом составляет главное отличие этих структур, причем традиционный изохимический характер метаморфизма может допускаться лишь для крупных участков земной коры или структуры в целом. В пределах же отдельных их частей он осуществляется по метасоматической схеме с глубоким преобразованием состава как за счет латерального перемещения вещества, так и за счет привноса его из подкоровых глубин сквозьмагматическими растворами.

Наиболее характерным типом метасоматического преобразования в этих условиях является гранитизация с ее мегазональностью и четкой прогрессивной направленностью процесса. На примере кремнещелочных метасоматитов зон региональных разломов Алданского щита (В. А. Рудник) и особенно на примере гранитизированных пород Балтийского щита (В. В. Жданов) установлено, что от центра к периферии метасоматических систем мощности соответствующих зон снижаются, фемические и рудные элементы выносятся, состав приближается к эвтектическому, внутренняя энергия возрастает.

Своеобразие теплового режима докембрия и интенсивность процессов дифференциации обусловили преобладающее развитие подобного типа метасоматизма и тесную сопряженность его с ультраметаморфизмом и палингенезом. Эти процессы имели отчетливую прогрессивную направленность, они повсеместно сочетались с частичным плавлением преобразуемых пород, что и дает основание выделять особый вид инициального метасоматизма — домагматический.

Метасоматизм регрессивной стадии менее характерен для рассматриваемых структур. В переходных условиях (и это дает основание выделять средние стадии метасоматического цикла) происходит формирование мигматитов и пегматоидных образований, а в заключительные стадии формируются локальные зоны так называемых метасоматических диафторитов и, в частности, альбитовых метасоматитов с редкометальной минерализацией. Кроме того, в периферических зонах таких диафторитов, отличающихся максимальной мощностью, как это всегда свойственно околорудным породам, нередко имеет место локализация минералов цветных металлов.

4. Древние платформы характеризуются многостадийным метасоматизмом субрегионального распространения, связанным со становлением платформенных интрузивных комплексов (формации трапповая, нефелин-сиенитовая, ультраосновных щелочных пород и др.). При этом вследствие редуцированности тектоно-магматических циклов метасоматические процессы отличаются четкой индивидуальностью и тесной связью с последовательными фазами магматизма.

Ранним стадиям метасоматического цикла свойственны процессы магнезиального и щелочного метасоматизма, происходящие в прогрессивных условиях высокого термического градиента (при температурах до 1000°) и характеризующиеся мегазональностью гранитизационного типа. Высокие температуры метасоматических процессов в условиях насыщенности среды летучими способствуют переходу к ультраметасоматическим или метамагматическим процессам, сопровождаемым частичным или полным расплавлением. В средние стадии метасоматического цикла образуются различные магнезиальные, щелочные и щелочно-магнезиальные метасоматиты, нередко синхронные с магматическими продуктами той или иной формации.

В более поздние стадии метасоматического цикла происходит формирование магнезиальных и известковых низкотемпературных, в основ-

ном околотрещинных метасоматитов, подчиняющихся в своей морфологии и закономерностях миграции вещества стандартной схеме постмагматического метасоматизма.

5. Каждая выделенная структура характеризуется не только своим специфическим интрузивным магматизмом, вулканизмом и осадконакоплением, но и не менее специфическим «набором» — парагенезисом метасоматических формаций. При этом одна и та же метасоматическая порода может участвовать в строении различных метасоматических формаций (Наковник, 1967), как и одна и та же метасоматическая формация оказывается характерной для различных тектонических структур. Закономерная связь метасоматических формаций в пределах каждой структуры находит отражение в устойчивости основных черт вертикальной и горизонтальной зональности. Вертикальная зональность характеризуется однонаправленной «прямой» сменой парагенезисов пород и руд. Горизонтальная зональность, как правило, симметрична. Типичным для горизонтальной зональности регрессивного ряда метасоматитов является закономерное уменьшение мощностей все более внешних зон и, как следствие этого, возникновение условий, благоприятных для концентрации рудных элементов в периферических частях зональных образований (например, куполов гранитизации). Для горизонтальной зональности прогрессивного ряда характерна противоположная закономерность — уменьшение мощностей более внутренних зон и концентрация оруденения в центральных частях.

Устойчивость парагенезисов метасоматических формаций главных структурных элементов земной коры позволяет широко использовать метасоматиты при анализе региональной зональности и при различного рода палеотектонических реконструкциях.

6. В ряду тектонических структур от древних щитов и платформ до молодых вулканических поясов намечается своеобразная мегазональность — направленная смена типов метасоматизма и отвечающего им оруденения, т. е. сопряженных метасоматических систем. Если первым свойственны региональные формы метасоматизма со спорадической рудной минерализацией в зонах базификации и с разнообразным оруденением в наложенных метасоматитах регрессивной стадии, то последним свойственны региональные метасоматиты с явлениями концентрации некоторых петрогенных элементов в прогрессивную стадию.

Рудная минерализация для метасоматитов прогрессивных стадий представлена преимущественно сидерофильными элементами. Для метасоматитов же регрессивных стадий происходит последовательная смена редких металлов цветными, затем полиметаллами и, наконец, металлоидами с тенденцией возрастания роли низкокларковых элементов.

7. Для развития процессов метасоматизма во времени в истории формирования рассматриваемых структур земной коры характерно совместное проявление цикличности и направленности, имеющей в первом приближении аналогию с затухающими гармоническими колебаниями, отличающимися сокращением продолжительности каждого последующего цикла. Направленность от ранних к поздним стадиям таких циклов меняется на противоположную с четкой индивидуализацией продуктов прогрессивного и регрессивного этапов каждого цикла. Эта цикличность в силу геогенетического закона характеризуется «многопорядковостью», т. е. на фоне общего мегацикла, охватывающего всю историю развития земной коры, выделяются циклы второго и последующего порядков, избирательно свойственные тем или иным эпохам тектогенеза.

Цикличность метасоматизма закономерно увязывается с цикличностью таких геологических процессов, как осадконакопление и магматизм, и в конечном итоге — с импульсами сжатия — растяжения в истории развития земной коры.

ЭВОЛЮЦИЯ МАГМАТИЗМА И ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

1. Достигнутые в последние годы успехи в изучении глобальной тектоники привели к необходимости коренного пересмотра теории геосинклинали и сложившихся представлений об условиях образования магматических формаций.

2. Чередование проявлений вулканических и интрузивных образований находит свое объяснение с позиций гипотезы пульсационного развития Земли и сопряжено со сменяющимися друг друга во времени фазами расширения Земли — растекания океанического дна (спрединга) и сжатия — сдвигания континентальных плит. В длительные периоды расширения Земли и тектонических перемещений по разломам, пересекающим как породы фундамента, так и слабодислоцированные толщи верхнего структурного этажа, магма, поднимающаяся по расколам литосферных плит, сравнительно легко достигает поверхности земной коры, образуя вулканические формации. Становление собственно интрузий связано со сравнительно кратковременными эпохами сжатия Земли, сдвигания континентальных плит и складчатости, в процессе которой слабодислоцированные толщи верхнего структурного этажа претерпевают преимущественно складчатые дислокации. Пластические деформации эпох сжатия приводят к резкому понижению проницаемости толщ для проникновения вверх магмы, которая поступает в различные трещинные структуры, сопряженные со складкообразованием.

3. Состав магматических проявлений определяется рядом факторов, среди которых важнейшим является мощность земной коры, меняющаяся по мере развития океанов и континентальных плит, что вызывает перемещения в разные слои верхней мантии и земной коры геотерм и уровня возможного магмообразования, наступающего при интенсивных тектонических движениях вследствие преобразования механической энергии в тепловую. При прочих равных условиях (интенсивность теплового потока, характер тектонических движений и др.) увеличение мощности земной коры сопровождается перемещением магматических очагов в более высокие слои тектоносферы, утонение земной коры вызывает обратные перемещения. Усиление роли упругих деформаций и увеличение плотности вещества в эпохи сжатия в сравнении с эпохами расширения (относительного) вызывают рост давления, повышающего основность генерируемых в периоды интрузивной деятельности эвтектоидных магм.

4. На ранних стадиях развития геосинклинали в условиях растекания океанического дна в рифтовых зонах срединно-океанического типа формируются базальтоидные вулканы спилит-диабазовой формации; несколько более поздняя порфиритовая (андезитовая) формация возникает преимущественно в океанических дугах, где мощность земной коры возрастает. В раннюю стадию складчатости развивающихся океанических структур в обстановке сжатия общее повышение давления вызывает увеличение температуры плавления и основности генерируемого магматического расплава, приводя к перемещению уровня магмообразования вниз, в глубинные зоны верхней мантии, где возникает перidotитовая магма — исходная для офиолитовых ультраосновных интрузий дунит-гарцбургитовой формации, проявляющейся в пределах рифтов срединно-океанических хребтов. К более поздней фазе сжатия и складчатости, проявленной в конце доинверсионного магматического цикла, относится внедрение в эвгеосинклинальных рифтовых зонах базальтоидных офиолитовых интрузий габбровой формации, подчиненных обычно тем же трещинным структурам, что и гипербазиты. Поднимаю-

щиеся по разломам офиолитовые интрузии размещаются среди слабо-дислоцированных вмещающих толщ главным образом в виде полого залегающих конкордантных тел, которые контролируются сопряженными со складкообразованием межслоевыми и межформационными полостями отслоения.

5. В фазы интенсивного общего сжатия и уменьшения радиуса Земли резкое сдвигание континентальных плит сопровождается инверсией геосинклинального режима на большей части океанических впадин и проявлением инверсионной складчатости со скучиванием океанических толщ и превращением океанической коры в кору континентального типа. Резкое увеличение мощности земной коры вызывает перемещение магматических очагов из верхней мантии в земную кору. В зонах скучивания интенсивные складчатые дислокации сопровождаются палингенезисом толщ земной коры и генерацией гранитоидной магмы — исходной для сининверсионных плутонов мигматит-гранитовой и батолитоподобных интрузий габбро-диорит-гранодиоритовой (габбро-плагιοгранитовой) и гранит-гранодиоритовой формаций. Процессы сининверсионного скучивания и гранитообразования особенно интенсивно проявлены в зонах Бенюфа, которые образуются при надвигании на океаны континентальных плит вблизи их границ, преимущественно по зонам более древних рифтов. Вероятна синхронность инверсионной складчатости и формирования батолитовых интрузий с явлениями протрузии и меланжа более ранних гипербазитов (Васильев, 1968; Немцович, 1971, 1972).

6. В послеинверсионную стадию развития земной коры молодых континентов (складчатых зон) в обстановке расширения в континентальных рифтовых зонах проявляются вулканы порфировой и несколько более поздней базальтовой формаций. При общей антидромной направленности эволюции вулканизма послеинверсионного магматического ритма в пределах более мелких ритмов обычно проявлена гомотромная (от основных к кислым) эволюция, что отмечал Д. В. Рундквист (1973). Намечающееся общее увеличение основности состава магматических проявлений в послеинверсионную стадию развития земной коры вызывается перемещением уровня магнеообразования вниз по мере интенсивного размыва земной коры воздымающейся складчатой области.

В обстановке складчато-глыбовых движений послеинверсионные интрузии молодых континентов представлены гранитоидами (гранитовая и габбро-монзонит-гранитовая формации, производные гранитной магмы) и сменяющими их во времени основными интрузиями габбро-диабазовой и дунит-пироксенит-габбровой формаций.

7. В платформенный этап развития континентальных плит в периоды расширения в обстановке вертикальных перемещений по глубинным разломам возникают базальтоидные вулканические образования трапповой формации; фазы сжатия и складчато-глыбовых движений на платформах сопровождаются интрузиями трапповой и перидотит-пироксенит-норитовой формаций. В заключительные этапы длительного платформенного магматизма возникают щелочно-ультраосновные вулканические и интрузивные формации — производные самостоятельной щелочно-ультраосновной магмы, условия появления которой изучены пока слабо. Эта магма образуется, возможно, в зонах интенсивного проявления базальтоидного магматизма вследствие длительного конвективного притока наиболее легкоподвижного материала пониженной основности. Такой конвективный приток направлен на компенсацию возникающего в верхней мантии дефицита масс из-за выноса большого объема магмы из области магнеообразования.

Намечающаяся направленность в эволюции магматизма по мере развития океанов и континентальных плит может быть прослежена на материале ряда хорошо изученных регионов — Алтае-Саянской склад-

чатой области, каледонид и герцинид Казахстана, Султан-Уиздага и др. (Немцович, 1973).

9. Одновременно в разных частях океанов и континентов могут возникать различные магматические формации. Так, синхронно со спилит-диабазовой формацией, проявляющейся в срединно-океанических рифтовых зонах, и близкой с ней по возрасту порфиритовой формацией, приуроченной преимущественно к структурам островных дуг, на молодых континентах возникают послейинверсионные порфировая и базальтовая формации, а в устойчивых континентальных структурах платформенного типа — вулканиты трапповой и щелочно-ультраосновной формаций. В условиях сжатия — складчатости проявляется горизонтальный ряд интрузивных формаций, включающий офиолитовые гипербазиты дунит-гарцбургитовой формации в срединно-океанических рифтах, послейинверсионные гранитоидные формации в складчатых зонах молодых континентов и трапповую интрузивную формацию платформ. Более поздний горизонтальный ряд интрузивных формаций включает офиолитовую габбровую формацию океанов, послейинверсионные габбро-диабазовую и дунит-пироксенит-габбровую формации молодых континентов (складчатых зон), щелочно-ультраосновную с карбонатитами и кимберлитовую формации платформ.

10. Специфика условий магмообразования в периоды расширения и сжатия Земли определяет площадную ограниченность интрузий по сравнению с близкими по возрасту вулканическими образованиями, что отчетливо проявлено для доинверсионных и послейинверсионных комагматических серий основного состава. В обстановке сжатия, приводящего к росту давления и температуры плавления вещества, появление основной магмы и внедрение интрузий становится возможным лишь в участках наиболее интенсивных тектонических движений в глубинных разломах, иногда в зонах скрещения разломов разных направлений, тогда как в периоды расширения, сопровождающегося снижением всестороннего давления и температуры плавления, магмообразование происходит в зонах глубинных и более мелких разломов.

А. А. Смыслов, У. И. Моисеенко
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

НЕОДНОРОДНОСТЬ ТЕПЛОВОГО РЕЖИМА ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПРОБЛЕМЫ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ

1. Важность изучения теплового режима при геотектонических построениях достаточно очевидна, так как энергетическим источником любых геологических процессов является в конечном итоге теплота (Берч, 1966; Верхуген, 1960; Поляк, Кропоткин, Макаренко, 1972, и др.).

Долгое время проблема теплового режима литосферы оставалась одной из наименее изученных и неопределенных. В настоящее время этот пробел в значительной мере ликвидирован. При этом объем информации о глубинном тепловом потоке для океанических впадин (Lee, Gordon, 1963; Любимова, 1968; Beck, 1970, и др.) соизмерим с таковым для континентов, что создает благоприятные предпосылки для сравнительного анализа энергетического состояния континентальных и океанических плит земной коры.

2. В геотектонических построениях, в том числе в мобилистских концепциях, тепловой режим учитывается несколько односторонне (Хаин, 1973; Beck, 1970). По существу, анализируются положительные тепловые аномалии, связанные с разгрузкой глубинного тепла и развитием эндогенных процессов. Между тем в решении проблем глобальной тектоники неменьший интерес представляет значение условий сохра-

нения тепловой энергии в литосфере, а также выяснение энергетической основы взаимосвязи и взаимообусловленности эндогенных и экзогенных явлений, прямо или косвенно влияющих на развитие тектонических процессов и перемещение вещества земной коры и верхней мантии.

3. Анализ фактического материала о величинах теплового потока и геотермического градиента в различных геологических структурах указывает на значительную неоднородность (анизотропность) теплового режима литосферы в пространстве и во времени (таблица) и связь направленного геологического развития с закономерным изменением процессов накопления и рассеивания тепловой энергии в земной коре и подкоровых зонах.

Значения геотермической ступени и теплового потока в различных структурных зонах Земли

Регионы	Теплопроводность главных типов пород, 10^{-3} кал/см·сек·град	Геотермическая ступень, $M/^{\circ}C$ (пределы колебаний наиболее часто встречающихся значений)	Тепловой поток, 10^{-6} кал/см ² ·сек (в числителе — среднее, в знаменателе — пределы колебаний)
Континентальные блоки			
Докембрийские складчатые области (континентальные щиты)	6,3—18,0	80—120	$\frac{0,95}{0,60-1,34}$
Палеозойские складчатые области	3,4—9,0	50—80	$\frac{1,28}{0,60-2,24}$
Мезозойские складчатые области	2,9—8,6	20—40	$\frac{1,48}{1,0-2,12}$
Кайнозойские подвижные пояса	2,5—6,0	10—30	$\frac{1,78}{0,37-3,60}$
Складчатые области с чехлом платформенных отложений	1,5—3,5	20—40	$\frac{1,2}{0,7-1,4}$
Современные подвижные пояса (районы действующих вулканов и гейзеров)	—	3—10	$\frac{2,0}{1,0-3,3}$
Океанические впадины			
Океанические щиты (области докембрийской и, возможно, палеозойской складчатости, щиты?)	—	10—20	$\frac{1,07}{0,1-2,0}$
Склоновые части хребтов, глыбовые хребты (области палеозойской и мезозойской складчатости?)	—	10—20	1,31
Срединно-океанические хребты (области кайнозойской складчатости?)	—	5—10	2,26
Вулканические гряды (современные подвижные пояса)	—	5—10	4,70

Примечания. 1. Низкие и сравнительно однородные значения геотермической ступени в океанических впадинах объясняются наличием маломощного покрова океанических осадков с незначительной величиной коэффициента теплопроводности $[(1,2-2,5) \cdot 10^{-3}$ кал/см²·сек·град].
2. Возраст складчатости структур в океанических впадинах указан условно по аналогии с их возрастом в континентальных блоках.

При этом, по данным многочисленных геотермических измерений, тепловые потоки в океанических впадинах по абсолютной величине и пределу колебаний отличаются от таковых на континентах весьма незначительно.

Для континентальных океанических мегаблоков земной коры можно выделить четыре типа структур:

а) блоки стабилизированных геотермических полей с низкими тепловыми потоками и геотермическими градиентами, приуроченные на континентах к областям докембрийской и нижнепалеозойской складчатости, а в океанических впадинах — к талассократонам;

б) области эволюционного кондуктивного накопления глубинного тепла за счет низкой молекулярной теплопроводности осадочного чехла, формирующегося в структурах с максимальным размахом вертикальных колебательных движений (геосинклинальные впадины, отдельные участки молодых и древних платформ, шельфовые зоны, авлакогены, межгорные впадины и др.);

в) области наиболее высоких и неоднородных тепловых потоков, геотермических градиентов и конвективной передачи тепла нагретыми водами, расплавами и т. д. (области разгрузки), приуроченные к молодым подвижным поясам (эпигеосинклинальным и эпиплатформенным), где наряду с вертикальными движениями фиксируются горизонтальные перемещения в структурах растяжения земной коры с образованием глубинных разломов, грабенов-рифтов;

г) регионы с промежуточным типом геотермического режима (зоны верхнепалеозойской и отчасти мезозойской складчатости, отдельные районы древних платформ).

В геологическом развитии Земли намечается закономерная связь между различными типами геотермических полей в пространстве и во времени. Так, например, области разгрузки тепла (тип «в») расположены обычно между блоками со стабилизированным энергетическим состоянием (тип «а») или приурочены к краевым частям областей с нестационарным тепловым режимом за счет экранизации тепла осадками (тип «б»).

4. При выяснении условий и причин геотектонических движений особый интерес представляют данные о тех геологических структурах и эпохах развития, для которых характерны отклонения от нормального (стабилизированного) энергетического состояния земной коры и подкорковых зон. Возникновение неоднородностей термического режима земной коры обусловлено различными факторами, главными из которых являются следующие:

а) неравномерное распределение источников тепла в земной коре и подкорковых зонах;

б) накопление тепла в отдельных регионах за счет теплоизолирующих свойств некоторых типов горных пород, что приводит к ослаблению кондуктивной передачи тепловой энергии;

в) разгрузка тепловой энергии в результате конвективной передачи тепла вместе с массопереносом в ослабленных зонах с повышенной проницаемостью (процессы магмобразования, гидротермальной деятельности и др.).

5. Соотношение тепловых потоков в разновозрастных складчатых областях и данные о генерации радиогенного тепла в различных зонах земной коры свидетельствуют о нивелировании распределения источников тепла с глубиной. На это указывает близость и сравнительная однородность теплового излучения $[(0,8 \div 1,1) \cdot 10^{-6} \text{ кал/см}^2 \cdot \text{сек}]$ в докембрийских складчатых областях (вне зон тектоно-магматической активизации) и постепенное выравнивание содержания урана, тория и калия в нижних горизонтах гранитно-метаморфического слоя $[U \leq (0,5 \div 1,0) \cdot 10^{-4} \%; Th \leq (2,0 \div 5,0) \cdot 10^{-4} \%, K \leq 0,5 - 1,5 \%]$.

6. Наиболее важным фактором, изменяющим условия стационарности теплового режима, является формирование в зоне литогенеза комплексов пород с низкой теплопроводностью. К таким породам относятся главным образом слаболитифицированные осадочные отложения мощностью до 2—5 км и более, сформированные в чехле молодых и древних платформ, в геосинклинальных впадинах и других структурах.

Для подобного рода структур с тепловыми полями типа «б» типичны нормальные или пониженные тепловые потоки [$\leq (0,8 \div 1,2) \times 10^{-6}$ кал/см²·сек] и высокие значения геотермического градиента (до 4—5°С/100 м и выше), близкие к таковым для подвижных областей ме-

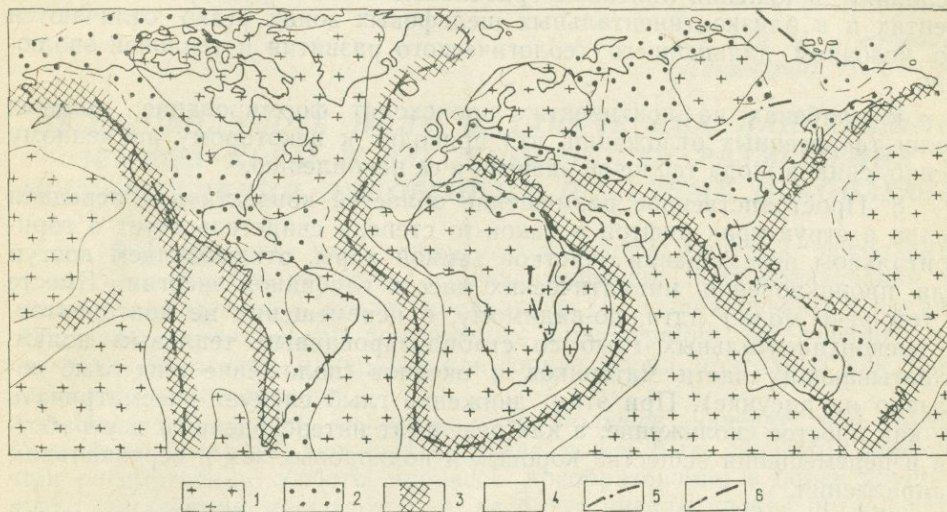


Схема главнейших типов геотермических полей земного шара

1 — области стабилизированного геотермического режима [тепловой поток $q = (0,8 \div 1,0) \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, геотермический градиент $\gamma \approx 1,0^\circ\text{C}/100$ м] — тип «а»; 2 — области нестационарного геотермического режима, связанного с экранизацией осадочными отложениями $q < (0,8 \div 1,1) \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, $\gamma > 2-3^\circ\text{C}/100$ м] — тип «б»; 3 — области конвективной передачи тепла [$q > (1,5 \div 2,0) \cdot 10^{-6}$ кал/см²·сек, $\gamma > 2-3^\circ\text{C}/100$ м] — тип «в»; 4 — области с промежуточным типом геотермического режима; 5 — грабены в пределах континентальной части земной коры; 6 — грабены-рифты в океанах

зозойского и кайнозойского возраста. Однако в пределах последних отмечаются значительно более высокие тепловые потоки [до $(2,0 \div 3,0) \times 10^{-6}$ кал/см²·сек и выше].

Уменьшение тепловых потоков за счет экранирования осадками приводит к медленному, но весьма значительному увеличению температуры как в толще осадочных пород, так и в нижележащих зонах земной коры и подкоровых областей (Grossling, 1960; Смыслов, 1960, 1968).

По существу, в зоне литогенеза на определенных этапах развития земной коры в результате седиментационных процессов возникает теплоизолирующий барьер, который играет решающую роль в медленном (эволюционном) накоплении тепла, необходимом в дальнейшем для конвективного переноса тепловой энергии и активизации тектонических движений, магматизма и метаморфизма в недрах планеты.

7. Повышенные значения тепловых потоков и геотермических градиентов (тип «в», области разгрузки тепла) приурочены на континентах к молодым (кайнозойским и мезозойским) подвижным поясам и областям современного вулканизма. На земном шаре (рисунок) достаточно отчетливо фиксируется несколько трансрегиональных геотермических линеаментов (Восточно-Тихоокеанский, Японско-Камчатский,

Австралийско-Средиземноморский, Центрально-Атлантический и др.), между которыми находятся области с относительно низкими стабилизированными тепловыми потоками и геотермическими градиентами, приуроченными главным образом к докембрийским и палеозойским складчатым областям.

На современном этапе тектонического развития планеты трансрегиональные геотермические зоны с максимально неоднородным и аномальным тепловым режимом приурочены к эпигеосинклинальным и эпиплатформенным орогенным поясам и, в частности, к рифтовым структурам океанов и молодым грабенам на континентах. В отличие от рифтовых зон, близкие к ним по тепловому режиму и, вероятно, условия заложения линейные грабеноподобные структуры на континентах и в близконтинентальных шельфовых зонах резко отличаются по условиям дальнейшего геологического развития и тепловой эволюции.

В грабенах на континентах происходит формирование мощных толщ терригенных отложений, что приводит к некоторому временному ослаблению выхода тепловой энергии и ее накоплению.

8. Пространственное размещение областей конвективной передачи тепла в структурах рифтов в какой-то степени свидетельствует о горизонтальном перемещении участков земной коры, открывающем доступ для проникновения магматических масс и глубинной энергии. Вместе с тем речь может идти, по-видимому, о перемещении не континентов, а внеконтинентальных глыб со стабилизированным тепловым полем, охватывающих части материков и океанов (положение этих глыб показано на рисунке). При этом движение глыб следует рассматривать не как простое скольжение, а как результат интенсивнейшей переработки и перемещения вещества коровых и подкоровых зон в вертикальном направлении.

Исходя из эволюции и неоднородности теплового режима земной коры, можно сделать вывод о взаимосвязи в пространстве и во времени и взаимообусловленности ее вертикальных и горизонтальных перемещений. С первыми связано развитие экзогенных процессов и накопление тепла в бассейнах седиментации, со вторыми — возникновение областей повышенной конвективной передачи тепла вместе с массопереносом.

9. Изменение теплового режима земной коры от эволюционного кондуктивного накопления энергии до конвективной передачи тепла может быть показателем возникновения в земной коре условий, наиболее благоприятных для формирования месторождений полезных ископаемых.

Так, например, аккумуляция тепла под покровом теплоизолирующих осадочных отложений в зонах вертикальных колебательных движений соответствует в пространстве и во времени накоплению углеводородов, гелия и других подвижных компонентов в результате экранизации чехла. Разгрузка тепловой энергии по зонам глубинных разломов обуславливает активизацию деятельности подземных вод, тектонических перемещений, магматических и метасоматических процессов. Это приводит к разрушению нефтегазосных залежей, формированию рудоносных битумов и образованию рудных месторождений как на прогрессивной стадии развития метаморфизма и магматизма (Au, Ni, Co, Cu), так и на регрессивной (Sb, Hg, Mo, Pb и др.) — в ходе проявления гидротермальной деятельности.

10. Возникновение и развитие тектонических, магматических и других процессов тесно связано с соответствующими изменениями теплового режима планеты.

Стало обычным объяснять геологические процессы, происходящие в литосфере, изменениями энергетического состояния и физико-химическими превращениями вещества верхней мантии, следствием которых является, по мнению ряда исследователей, перемещение континентальных глыб земной коры. Изучение тепловых потоков и геотермических градиентов земной коры, а также расчетные данные свидетельствуют о том, что наличие теплоизолирующего барьера, в роли которого выступает осадочный чехол, оказывает важнейшее влияние не только на закономерные изменения энергетического состояния земных недр, но и на развитие эндогенных процессов, в том числе вертикальных и горизонтальных перемещений отдельных блоков литосферы.

Л. М. Плотников
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

НЕОДНОРОДНОСТЬ ПОЛЯ МЕХАНИЧЕСКИХ НАПРЯЖЕНИЙ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЭНДОГЕННЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

1. Формирование эндогенных месторождений полезных ископаемых представляет собой результат перераспределения и преобразования вещества твердого тела Земли, приводящих к возникновению в локальных участках литосферы повышенных концентраций определенных химических элементов, минералов или горных пород, пригодных для практического использования.

Перераспределение вещества имеет большее значение, чем преобразование, поскольку последнее всегда может быть сведено к первому при рассмотрении любого процесса преобразования в более крупном пространственном масштабе, т. е. на более низком уровне организации вещества (Драгунов, 1965). Так, процесс изохимического метаморфизма любого геологического тела сводится к перераспределению атомов и ионов в этом теле, обуславливающему возникновение новых минеральных ассоциаций. Процессы физического (расплавление — затвердевание, испарение — конденсация и т. д.) и механического (пластическая деформация, нарушение сплошности, расланцевание, брекчирование и т. д.) преобразования геологических тел сводятся к изменению пространственных соотношений, т. е. к перераспределению объектов атомно-молекулярного уровня или молярных частей преобразующихся тел. То же самое должно быть сказано о физико-химических и химических преобразованиях вещества. Тем не менее при рассмотрении любого явления на том или ином конкретном уровне организации вещества целесообразно различать процессы преобразования и перераспределения вещества (для данного конкретного уровня организации, для конкретной рассматриваемой системы).

2. Перераспределение вещества в эндогенных условиях во всех случаях непосредственно контролируется пространственным распределением механических напряжений (или, упрощенно говоря, давлений) в твердом теле Земли в целом или в отдельных его участках.

3. Преобразование вещества в эндогенных условиях также непосредственно контролируется режимом механических напряжений (наряду с температурным режимом и вещественным составом преобразуемых геологических тел). При прочих равных условиях оно отражает изменение режима механических напряжений во времени в месте, в котором осуществляется преобразование.

4. В реальных геологических процессах перераспределение и преобразование вещества могут совпадать во времени и в пространстве.

Поэтому для познания закономерностей образования и размещения эндогенных месторождений полезных ископаемых необходимо понимание общих закономерностей пространственно-временного распределения механических напряжений в твердом теле Земли.

5. Наиболее общей особенностью пространственного распределения механических напряжений в твердом теле Земли является его неоднородность. Она обуславливает отклонения твердого тела Земли в целом или отдельных его участков от состояния геостатического равновесия, характеризующегося уравнением $\mu m_{A \rightarrow B} - \mu g_{A \rightarrow B} = 0$, где A и B — любые точки рассматриваемой системы, $\mu m_{A \rightarrow B}$ — миграционное напряжение между точками A и B , векторная величина, численно равная разности давлений в этих точках и направленная от точки с большим давлением к точке с меньшим давлением; $\mu g_{A \rightarrow B}$ — гравитационное напряжение между точками A и B , векторная величина, численно равная разности весов столбов горных пород (минеральных масс), расположенных над точками A и B , и направленная от точки, расположенной на меньшей глубине, к точке, расположенной на большей глубине. В условиях геостатического равновесия миграция подвижных фаз невозможна. Она осуществляется в геодинамических условиях, характеризующихся неравенством $\mu m_{A \rightarrow B} - \mu g_{A \rightarrow B} \neq 0$. От величины в правой части этого неравенства при равных прочих условиях (проницаемость среды, мобильность подвижной фазы и др.) зависит интенсивность миграции. Знак (+ или —) в правой части неравенства определяет направление миграции.

6. Отклонения состояния твердого тела Земли от геостатического равновесия проявляются в разнообразных пространственных масштабах. Обычно наложение (суперпозиция) неоднородных силовых полей нескольких порядков. Общие геодинамические закономерности перераспределения и преобразования вещества действуют как в отдельных таких полях, так и во всей многоуровневой их системе. В наиболее крупном масштабе неоднородность поля механических напряжений твердого тела Земли и, прежде всего, земной коры проявляется в существовании глобальных зон сжатия и растяжения земной коры (Кропоткин, 1973, и др.). И в тех и в других общие геодинамические закономерности перераспределения и преобразования вещества одинаковы. Однако различия характера механических напряжений обуславливают некоторые существенные различия геологических процессов, протекающих в этих зонах.

7. В зонах сжатия отклонение состояния земной коры и подкорových масс от геостатического равновесия происходит в основном в сторону увеличения давления. Соответственно в этих зонах интенсивно протекают процессы складкообразования, регионального метаморфизма, палингенного магматизма и сопутствующие им процессы рудообразования. Проникновение на поверхность и в верхние горизонты земной коры материала из нижних горизонтов и мантии затруднено. Возможно проникновение (вдавливание) материала поверхностных зон в более глубокие. Перенос глубинного тепла вверх осуществляется в основном за счет теплопроводности. Существенные аномалии в тепловом поле возникают за счет перехода в тепловую часть механической энергии.

8. В зонах растяжения облегчен подъем к дневной поверхности масс основного и ультраосновного состава из нижних горизонтов земной коры и из мантии. Облегчена циркуляция подземных вод. В переносе глубинного тепла к поверхности большую роль играет конвекция. Проявляются термальный метаморфизм и гидротермальный метасоматоз.

В связи с тем что в зонах растяжения отсутствуют проявления складчатости и регионального метаморфизма, в них лучше сохраняются элементы исходной структуры и соответственно облегчен анализ

истории развития территории и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых.

9. Наглядный пример крупной провинции, длительное время развивавшейся в обстановке тангенциального растяжения, представляет собой область развития сибирских траппов (Плотников, 1963, 1965). Для нее характерно наличие глубоко проникающих (до нескольких десятков километров) ослабленных зон, по которым в вулканогенно-осадочный чехол и на дневную поверхность были выведены огромные массы базальтового материала. По расчету В. Л. Масайтиса (1966), количество этого материала составило около $2,5 \cdot 10^{15}$ т. С ослабленными зонами меньших размеров связано перераспределение вещества вулканогенно-осадочного чехла Сибирской платформы, обусловившее возникновение многообразных минеральных новообразований, в том числе и месторождений полезных ископаемых.

С ослабленными зонами минимальных размеров, локализованными в пределах литологически однородных слоев, пачек и толщ, связаны латераль-секреционные новообразования, состав которых тесно связан с составом вмещающих пород (кальцитовые жилы в известняках, галенитовые прожилки в галенитосодержащих карбонатных породах, меднорудные прожилки в медистых песчаниках, гипсовые прожилки в гипсосодержащих аргиллитах и т. д.). С ослабленными зонами, пересекающими литологически различные толщи, связаны новообразования, состав которых чужд вмещающим породам (дайки пермских песчаников в базальтовых туфах триаса, кальцитовые, гипсовые, баритовые и целестиновые жилы в этих же туфах и др.). С ослабленными зонами протяженностью в несколько километров, обеспечивавшими интенсивную циркуляцию подземных вод и конвекционный перенос тепла от глубинных магматических масс, связаны проявления гидротермального метасоматоза (зоны кальцитизации, хлоритизации, скарнирования, вкрапленное и сплошное магномагнетитовое оруденение ангаро-илимского типа).

10. Самые крупные проявления неоднородности поля механических напряжений литосферы внутри глобальных зон сжатия связаны с формированием изгибной волны литосферы. Гребень этой волны соответствует геантисхлинальному поднятию, впадина — геосинхлинальному прогибу. В связи с изгибом литосферы на своде геантисхлинали возникают растягивающие напряжения, компенсирующиеся большей, чем общая, степенью сжатия ядра геантисхлинали.

Растяжение свода способствует проникновению в него и на дневную поверхность палингенных магм и других подвижных фаз из нижележащих толщ, испытывающих интенсивное сжатие.

В формировании рудных месторождений в геантисхлинальных условиях большую роль играют подвижные продукты метаморфической дифференциации, локализующиеся в ослабленных зонах в материнских метаморфических толщах (зоны милонитизации, диафтореза, брекчирования и др.) или в вулканических сооружениях верхнего этажа литосферы (Au, Sn, W, Mo и др.). Неоднородность силовых полей, действующих на метаморфические слои, создает предпосылки для определенной металлогенической специализации конкретных рудоизвлекающих и рудолокализирующих структур различных порядков (Ицксон, 1969, 1973).

С формированием изгибной волны литосферы связано также интенсивное проявление скалывающих напряжений в зоне перехода между гребнем и впадиной, распространяющихся глубоко в мантию. Разрядка этих напряжений, сопровождающаяся сдвиговыми смещениями вдоль поверхности скалывания, создает ослабленные зоны, благоприятные для продвижения к дневной поверхности подвижного материала из мантии.

ВНУТРЕННИЕ ПРИЧИНЫ ТЕКТОГЕНЕЗА В СВЕТЕ ГИПОТЕЗЫ ИЗНАЧАЛЬНО ГИДРИДНОЙ ЗЕМЛИ

Длительная борьба фиксизма и мобилизма, идущая с переменным успехом уже многие десятилетия, отражает кризисное состояние глобальной геологии, которое, по нашему мнению, является следствием ошибочности бытующих представлений о внутреннем строении Земли.

В настоящее время полагают (без должных к тому оснований), что преобладающим элементом на Земле является кислород, и рассматривают планету (всю или за исключением ядра) в виде плотнейшей упаковки анионов кислорода.

Однако современные космогонические представления (Хойл, 1960) и закономерное увеличение дефицита элементов на Земле (относительно Солнца) по мере роста их потенциалов ионизации позволяют предполагать (Ларин, 1973), что процесс фракционирования трудноионизируемых элементов из внутренних частей протопланетного диска на стадии его отделения от Протосолнца был определяющим в планетохимии. Отсюда следует, что на Земле и родственных ей планетах кислород не может быть преобладающим элементом и что состав их должен быть гидридным (металлы + водород) *.

Рассмотрение свойств водорода и особенностей его взаимодействия с металлами приводит к принципиально новой модели современной Земли: внутреннее ядро — гидриды металлов, внешнее ядро — металлы с растворенным в них водородом, нижняя мантия — металлы, верхняя мантия (слой В) и кора — силикаты и окислы. Эта модель лучшим способом, нежели другие, бытующие в настоящее время, согласуется с современными данными по физике ядра и мантии.

Главным тектоническим следствием новой геохимической модели является значительное расширение Земли (увеличение объема) в процессе ее геологического развития, что связано с разуплотнением недр планеты при дегазации водорода и переходе гидридов в металлы (ионные гидриды значительно плотнее исходных металлов). Признание расширения Земли автоматически прекращает длительную войну фиксистов и мобилистов, так как на этой основе органически увязывается постоянство структурного плана (основное кредо фиксистов) с раздвигом континентов и новообразованием океанов (основное кредо мобилистов).

Тектоно-магматическую (геосинклиальную) активность планеты новая модель связывает с пульсационным отделением водорода от ядра, на стадии дегазации которого происходит заложение геосинклиальных систем (с их магматизмом, метаморфизмом и складчатостью), тогда как прекращение потока водорода из недр сопровождается горообразованием. При этом диффузионные свойства водорода, его теплоемкость и особенности вхождения в металлы позволяют приблизиться к пониманию внутренних причин геосинклиальных явлений и некоторых аспектов эволюции тектогенеза в истории развития Земли.

Моделирование условий складчатости, вытекающих из новой концепции, позволило получить на цветном пластине (с соблюдением принципа подобия) полные разрезы складчатых поясов со всеми формальными моментами их внутреннего строения: уровни складчатости, различные типы складок с их усложнением от периферии к осевой зоне

* В составе планет земного типа должны резко преобладать магний и кремний, в меньшей степени — железо, тогда как исходное содержание кислорода не могло превышать 3—4% от массы.

(от простых коробчатых до напряженных изоклинальных), соответствующая вергентность и осевое поднятие, характерные для Кавказа, а также покровные структуры (первого и второго рода), характерные для Альп.

И. В. Круть
(Москва, ИИЕТ АН СССР)

ИЕРАРХИЯ ГЕОТЕКТОНИЧЕСКИХ СИСТЕМ

1. Выделяются три ряда естественных систем: вещественный, геотектонический и стратиграфический. Если иерархические системы в пределах каждого из них субординированы друг другу, то системы, относящиеся к различным рядам, пересекаются и проникают друг в друга. Это позволяет говорить о различных типах геологической организации, в том числе о геотектонической. Понятие «организация» объединяет и состав, и структуру, и историю, и генезис естественных систем. Геотектоника — наука о специфических материальных системах, которые образуются и развиваются в результате взаимодействия других систем, элементов данной системы, ее самой с другими системами и т. д., наука о «тектонокомплексах».

2. В региональном плане элементарными тектоническими единицами принимаются структурно-фациальные и структурно-формационные зоны и подзоны. При вертикальном расчленении выделяются структурные ярусы и этажи (относительно «одновозрастные», фиксирующие минимально учитываемую «единицу» историко-тектонического процесса — фазу, стадию). Зоны и подзоны, этажи и ярусы объединяются более содержательным понятием о геотектоническом районе, которому соответствует уже не просто «одновозрастный» элементарный тектонокомплекс (в одном временном срезе), а тектонокомплекс, стадийно преобразующийся (в течение ряда временных интервалов).

Структурно-фациальные зоны выделяются по однородности и одновозрастности породно-формационного компонентного состава. Если понятие о структурно-фациальной зоне отражает преимущественно региональный план элементарного тектонического региона, то в вертикальном разрезе этому понятию эквивалентно (или близко) понятие о тектоническом ярусе (структурном ярусе), который характеризуется единством структурных признаков, общей степенью метаморфизма, а также однородностью формационного состава. Критерием перехода к другому ярусу или структурно-фациальной зоне могут служить либо смена доминирующей формации, либо структурные изменения, либо то и другое. Дизъюнктивными латеральными границами ярусов могут являться разрывы, которые или синхронно связаны со сменой формаций, или позднее привели в соприкосновение разные формации. Длительно-сти формирования яруса отвечает интервал геологического времени, условно именуемый фазой, которому подчинены ритмы и импульсы, отражаемые в структурах формаций и тел горных пород. Формации являются его вещественным компонентом. Тектонический ярус как элементарная системная единица не имеет своих элементов; он содержит лишь вещественные компоненты. Понятие о структурно-формационной зоне отражает более сложный тектонический объект, заключающий горизонтальный и, возможно, вертикальный ряд формаций (границы зон при этом могут не совпадать с границами формаций). В рассматриваемом смысле структурно-фациальные зоны могут быть элементами структурно-формационной зоны. С понятием о структурно-формационной зоне можно сопоставить понятие о тектоническом этаже (структурном этаже), который не следует отождествлять со структурным ярусом. По сравнению с ярусом, структурная организация этажа, суммирующая

первичные и наложенные структурные признаки, приобретает еще более доминирующее значение, отодвигая компонентный вещественный состав на задний план. По-видимому, лишь смена парагенезов формаций может быть связана со сменой этажей, для которых типичны резкие и четкие как палеотектонические, так и современные границы. В общем случае тектонический этаж складывается парагенезом формаций, который составляет вещественную компоненту тектонического этажа, тогда как элементами этажа являются тектонические (структурные) ярусы. С этажами увязывается понятие о геотектонических стадиях.

Если в пределах структурно-формационных зон и тектонических этажей не выделяются их элементы, то именно эти зоны и этажи следует рассматривать как элементарные тектонокомплексы. Они являются универсальными подразделениями в том смысле, что имеют место всюду как в пределах геосинклинальных, складчатых и орогенных, так и платформенных областей. Надсистемами элементарных тектонокомплексов являются их специфические парагенезы — «макрокомплексы». Единицы иерархического ряда: ярусы — этажи — макрокомплексы — образуют прямо субординированные структурные уровни тектонокомплексов (с возможным выпадением тех или иных членов).

3. К центральным объектам геотектоники относят весьма сложные комплексы, именуемые геосинклинальными (складчатыми, орогенными) и платформенными поясами, областями, системами. Платформенная область всегда включает геосинклинальные образования, а геосинклинальный регион может быть или в складчатой, или в орогенной, или даже в платформенной фазе своего развития.

Геотектоническими подсистемами геосинклинальных и платформенных регионально-этажных систем являются сочетания (парагенезы) элементарных тектонокомплексов (этажей, ярусов). Эти подсистемы выделяются в качестве объемных геотектонических единиц, именуемых комплексами основания, складчатыми комплексами, покровными комплексами и т. п. Однако ярусы, этажи и макрокомплексы, будучи подсистемами геосинклинальных и платформенных тектонокомплексов, не являются их элементами, а представляют собой их тектонические компоненты. Пространственно-временные границы макрокомплексов неадекватны границам геосинклиналей и платформ как исторических систем. Геосинклинальные и платформенные тектонокомплексы относятся уже к следующему уровню организации геотектонических стадий.

Понятие о геосинклинальных регионах (орогенах) охватывает наряду с современными геосинклинальными областями орогенные и складчатые области, прошедшие стадии геосинклинального развития (бывшие геосинклинали в широком смысле). В региональной структуре в пределах тектонокомплексов рассматриваемого класса выделяются конкретные первичные геосинклинальные прогибы (эвгеосинклинального или миеосинклинального типа) и геоантиклинальные поднятия. На орогенной стадии геосинклинальным прогибам соответствуют синклинории, а поднятия — антиклинории. Помимо них выделяются межгорные и краевые прогибы, а также срединные массивы (не просто формы, а объемные геологические тела). Конкретные прогибы и поднятия и соответствующие им синклинории и антиклинории являются региональными системами нижнего структурного уровня в пределах более общего уровня организации геосинклинальных (и орогенных) тектонокомплексов. Те же единицы, которые выделяются как геосинклинальные (орогенные) области, могут рассматриваться как следующий более высокий структурный уровень. На первой стадии ему отвечают геосинклинальные системы, а на второй — сложные складчатые и орогенные массивы мегантиклинориев. В вертикальном разрезе подсистемами (тектоническими компонентами) последних являются складчатые комплексы разновозрастных тектонических этажей. Надсистемами орогенных и геосин-

клинальных областей являются геосинклинальные (включая складчатые и орогенные) пояса планетарного масштаба. Итак, в пределах уровня организации геосинклинальных тектонокомплексов выделяются иерархии структурных уровней: 1) конкретных прогибов и поднятий, 2) областей (систем), 3) поясов.

Платформа (или кратоген) как геотектоническая система состоит из двух главных подсистем: макрокомплекса основания (фундамента) и покровного макрокомплекса (плиты). В вертикальном разрезе платформ выделяются также подсистемы тектонических ярусов и этажей, проявляющиеся как в покровном комплексе, так и в комплексе основания. Все названные подсистемы платформенных тектонокомплексов должны рассматриваться как их тектонические компоненты. В региональном плане элементами платформ являются синеклизы и антеклизы, которые охватывают покровный комплекс, а также могут проявляться в комплексе основания. В пределах покровного комплекса дифференцируются также региональные структурные единицы различных порядков (элементы или компоненты): своды и впадины, валы и депрессии, авлакогены и др. К надсистемам платформенных областей относят совокупности разнотипных платформенных мегакомплексов, например континентальных платформ — древних (кратонов) и молодых (квазикратонов). Итак, в пределах общего уровня организации платформенных тектонокомплексов выделяются прямо субординированные системы следующих структурных уровней: частные прогибы и поднятия (?), синеклизы и антеклизы, кратогены и платформенные мегакомплексы.

Подразделениям орогенов и кратогенов, а также их главных подсистем соответствуют тектонические циклы, стадии которых могут отвечать времени формирования тектонических этажей (зон).

4. Выделение крупнейших регионально-этажных геологических объектов — континентальных и океанических областей — представляется очевидным. Надсистемами океанов и континентов являются Тихоокеанский и Внетихоокеанский макросегменты Земли.

Континенты выступают как надсистемы геосинклинальных (орогенных, складчатых) поясов и платформенных областей. Однако границы континентов далеко не всегда совпадают с границами названных тектонокомплексов, и поэтому они не являются элементами континентов, а должны рассматриваться как их тектонические компоненты. То, что именуется континентальной земной корой, строго говоря, является геофизическим понятием и лишь с некоторой долей условности с ним можно отождествлять понятие о континенте. К континентам относятся подводные окраины материков (шельф, склоны, частично подножия). Геологические границы континентов часто находят свое продолжение на глубину в геофизических границах (зоны очагов глубоководных землетрясений), хотя и те и другие границы отнюдь не полностью совпадают. Континенты наряду с океанами являются системами самостоятельного уровня организации геологических объектов. «Континентальный макросегмент» и «континент» относятся к системам двух подчиненных структурных уровней. Элементами же континентов, как и океанов, по-видимому, должны считаться структурные единицы, выделяющиеся по составу, набору и характеру земных слоев.

Геофизическим по существу остается и понятие об «океаническом типе земной коры», который отвечает океаническим впадинам. Литологические данные еще не дают оснований для структурного подразделения океанических платформ, которое проводится преимущественно по морфологическим и геофизическим данным. Выделяемые единицы по порядку своего масштаба близки к континентальным тектонокомплексам типа синеклиз и антеклиз, а также тектонических этажей. По-видимому, своеобразные формационные парагенезы островных дуг и глубоководных желобов близки к геосинклинальным сериям. Эвгеосинклиналя-

ми стали рассматриваться ныне рифтовые зоны срединно-океанических хребтов. Все же талассогеосинклинали и талассократоны теоретически не увязаны: неясны их структурно-системные и генетические взаимоотношения.

5. Проблемы так называемой плитной тектоники связаны с выделением еще одного ряда таксономических единиц — тектонических блоков разного порядка, структурно-субординированных друг другу и часто не совпадающих по пространственно-временным границам с выше-рассмотренными тектонокомплексами. В одних случаях в блоке заключен лишь фрагмент тектонокомплекса, например геосинклинального; в других — блоки или плиты включают в себя и геосинклинальные и платформенные тектонокомплексы, а в масштабах глобальной плитной тектоники — даже «спаянные» фрагменты океанического и континентального сегментов. Конфликт между учением о геосинклиналях и платформам и концепцией плит возникает при игнорировании таксономической сути проблемы, когда упускается принципиальное различие рядов иерархизированных тектонических систем, каждый из которых специфичен по составу, структуре и истории. Это не исключает, конечно, активного взаимодействия между ними, например, влияния блоковой структуры на формирование прогибов или орогенной консолидации на образование плит. Однако таксономический и уровневый подходы представляются необходимыми для теоретического обоснования геотектонических процессов разного масштаба. Наивно думать, что концепция глобальной тектоники (любого, даже адекватного природным явлениям содержания) может стать чем-то большим, чем рабочая гипотеза, если эта концепция будет игнорировать таксономию геологических систем, их уровни организации и различие системообразующих факторов. Глобальная тектоническая теория не может быть создана сама по себе, но должна быть субординирована более общей геологической теории.

III. ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО РАЗВИТИЯ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ И ПРОБЛЕМЫ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТОНИКИ

А. А. Ковалев, Ю. В. Карякин
(Москва, ГК по науке и технике СМ СССР)

ЭВОЛЮЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ ЗАЙСАНСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ СИСТЕМЫ С ПОЗИЦИИ КОНЦЕПЦИИ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ И НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Актуалистический подход к формированию древних складчатых систем требует пересмотра строения и истории их развития с позиции новой глобальной тектоники.

Тектоническое положение Зайсанской складчатой системы (ЗСС) обусловлено расположением ее между каледонидами Казахстанской и Алтае-Саянской складчатых областей. Герцинский комплекс пород ЗСС сложен осадочными, эффузивными и интрузивными образованиями нижнедевонского — верхнекаменноугольного возраста. Комплекс образует широкую дугу, огибающую с юго-запада Сибирскую платформу и приложенные к ней каледонские образования. Ниже мы будем называть Казахстанскую складчатую область Казахстанской плитой, а Сибирскую платформу с приложенными к ней каледонидами Алтае-Саянской складчатой области — Сибирской плитой.

В пределах ЗСС выделяют (Нехорошев, 1968) следующие основные структурно-фациальные зоны (с северо-востока на юго-запад): Южно-Алтайская, Рудно-Алтайская, Калба-Нарымская, Западно-Калбинская и Жарма-Саурская. Для каждой из выделенных зон характерен особый профиль вулканизма: Западно-Калбинская зона — базальтовый, Рудно-Алтайская зона — сиалический, Жарма-Саурская зона — андезитовый (Хисамутдинов и др., 1971).

С позиции геосинклинальной концепции в развитии ЗСС выделяются три этапа: ранний, средний и поздний. Для раннего, или собственно геосинклинального, этапа характерно преобладание нисходящих движений, прогрессирующее расширение территории геосинклинальной системы, а также широкое проявление эффузивного магматизма в зонах эвгеосинклинального (Западно-Калбинская зона) и эпиэвгеосинклинального типа (Рудно-Алтайская и Жарма-Саурская зоны). Средний этап развития характеризуется появлением и увеличением роли восходящих движений, что привело к сокращению и, в конце концов, к полному закрытию системы. Площади проявления подводного эффузивного магматизма сокращаются. Для позднего этапа свойственно господство восходящих движений, наземный вулканизм и интрузии гранитного состава в зонах флишеидного типа (Калба-Нарымская зона).

Анализ карты геологических формаций Восточного Казахстана (1968) показывает, что в пределах ЗСС располагаются вблизи друг от друга формации, которые в современных бассейнах осадконакопления находятся на значительном удалении. Например, кремнисто-спилит-диабазовая и известняково-кремнисто-базальтовая формации Западно-Калбинской зоны, характерные для центральных областей современных океанических бассейнов, к западу резко сменяются флишеидной и андезитовой терригенной формациями островных дуг Жарма-Саурской зоны. Причем, намечается определенная закономерность: ближе к каледо-

никам Казахстана и Горного Алтая располагаются формации, характерные для современных активных окраин континентов, островных дуг, глубоководных желобов и окраинных морей, а к центральным частям системы тяготеют формации срединно-океанического хребта и абиссальных равнин. Таким образом, ЗСС представляет собой сложную тектоническую «смесь» различных областей осадконакопления, первоначально располагавшихся на значительном удалении друг от друга, а впоследствии тектонически соединенных между собой.

Неоднократно отмечалось (Зоненшайн, 1971, 1972) сходство гипербазитов современных океанических хребтов с гипербазитами древних эвгеосинклинальных зон. Гипербазиты Чарского антиклинория, расположенного в центральной части ЗСС, как раз являются таким примером. Главный массив на современном эрозионном срезе представлен 20 телами серпентинитов, которые, по геофизическим данным, соединяясь на глубине, образуют единую плиту, падающую на юго-запад под углом 80—85°. Массив прослеживается по простиранию на 115 км (Хен, 1973). Незначительные экссконтактовые изменения, измеряемые обычно сантиметрами, говорят в пользу «холодного» внедрения или, скажем (выдавливания (*obduction*) вещества гипербазитов (Дьюи, Бёрд, 1971).

Формация островных дуг (андезитовая, терригенная и др.) проявлены только в периферических частях ЗСС (Рудный и Южный Алтай, Жарма, Саур). Эволюция островных дуг достаточно полно рассмотрена Э. Митчеллом и Г. Риддингом (1971).

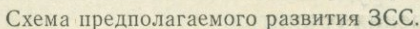
Попытки пересмотра эволюции древних складчатых поясов исходя из моделей новой глобальной тектоники были предприняты Дж. Дьюи (1969) по Аппалачам, У. Гамильтоном (1970) по уральцам, Л. П. Зоненшайном (1972) по Центрально-Азиатскому складчатому поясу и др.

История геологического развития ЗСС в соответствии с мобилистской концепцией проиллюстрирована на рисунке.

До нижнего девона окраины Казахстанской и Сибирской плит представляли собой пассивные окраины атлантического типа. В центральной части древнего океанического бассейна развивался срединно-океанический хребет.

Активная вулканическая деятельность в Южном и Рудном Алтае началась в конце кобленцкого века и в эйфельский распространилась на всю их территорию. Поглощение литосферы у окраины континента Сибирской плиты превратило его пассивную окраину в активную окраину кордильерского типа. На обширной территории накапливались породы кислого состава кварц-кератофировой формации. Вулканическая деятельность сопровождалась внедрением гранитных и гранодиоритовых интрузий в раннепалеозойские породы континента.

В живетский век тектоническая обстановка в ЗСС резко усложнилась. Новая зона поглощения заложилась на юго-западе ЗСС — в Жарма-Саурской зоне. Процесс поглощения сопровождался излиянием в подводных условиях лав андезито-базальтового, базальтового и андезитового состава, объединенных в андезитовую терригенную «островную» формацию. В тыловой части новообразованной островной дуги — окраинном море, накапливались породы флишовой формации. На северо-востоке ЗСС также произошла перестройка тектонического режима — образовалась новая зона поглощения на границе Рудного Алтая и Калбы. Причем вулканизм «островного» типа проявился на территории Рудного Алтая, а фронтальный глубоководный желоб находился на территории Калбы. Продукты вулканизма в Рудно-Алтайской зоне — это лавы в основном андезит-дацитового состава. Вулканическая деятельность протекала как в подводных, так и субаэральных условиях. В центральной части океанического бассейна (Чарская зона) продол-



1 — Алтае-Саянская каледонская складчатая область; 2 — Чингиз-Тарбагатайская каледонская складчатая область; 3 — океаническая кора; 4 — магматические очаги; 5 — вулканы с лавами; а — среднего состава, б — кислого состава; 6 — вулканогенно-осадочные и осадочные породы: а — девонского возраста, б — каменноугольного возраста; 7 — гранитоидные интрузии; 8 — разрывные нарушения; СОХ — срединно-океанический хребт; ИЗС — Иртышская зона смятия; СВР — Северо-Восточная зона смятия.

Основные геологические формации ЗСС: кдс — кремнисто-спилит-диабазовая; гр — граувакковая; кк — кварцевых кератофиров; ффл — флишодная, флишодная с туффитами; фл — флишевая; ат — андизитовая терригенная («островная»); икл — известково-кремнисто-песчаная; ти — терригенно-известняковая; икб — известково-кремнисто-базальтовая.

Структурно-фациальные зоны ЗСС: Ж-С — Жарма-Сурская, 3-К — Западно-Калбинская; К-Н — Калба-Нарымская; Р-А — Рудно-Алтайская.

жалось новообразование литосферы; магматизм ее выражен в подводном излиянии лав основного состава и внедрении гипербазитовых интрузий.

С верхнего девона началась стадия сжатия ЗСС, выразившаяся в активном сокращении океанического бассейна. Срединно-океанический хребет консервируется, однако зоны поглощения продолжают свое развитие. Быстрое сокращение площади океанического бассейна ведет к образованию еще одного места поглощения литосферы в Жарма-Саурской зоне. В конечном итоге островные дуги Жарма-Саурской и Рудно-Алтайской зон причленяются к континентам. Кульминационным моментом стадии сжатия является интенсивное смятие пород в складки, образование надвиговых и меланжевых структур, а также образование зон выдавливания (obduction) океанической коры в виде поясов метаморфизованных основных и ультраосновных пород (Прииртышский «офиолитоподобный» пояс).

ЗСС является классическим примером поясового распределения эндогенного оруденения. Рудные пояса вытянуты в северо-западном направлении согласно общему плану простираения структур и совпадают с выделенными структурно-формационными зонами.

Рудно-Южно-Алтайский полиметаллический пояс протягивается почти на 500 км. Породами, вмещающими рудные тела, являются кислые вулканиты и осадочные отложения (Белькова и др., 1954). Рудность как ранних, так средних и поздних комплексов сходна и характеризуется присутствием халькофильных металлов (медь, свинец, цинк), железа, золота, серебра и некоторых других. Характерно наличие широких площадных ореолов гидротермальных изменений (серицитизация, окварцевание), а также пиритизация вулканогенных и субвулканических пород.

Золоторудные месторождения Западной Калбы локализованы в нижнекаменноугольных песчано-сланцевых (алевролитовых) и вулканогенных толщах. Для района характерно отсутствие крупных масс гранитоидов и широкое развитие даек и штокообразных тел диоритов, гранодиоритов, граносиенитов, габбро-диоритов, диабазов и др. Месторождения обычно приурочены к участкам сопряжения разломов северо-западного и субширотного направления, из которых последние секут структурно-формационные зоны. Эндогенное оруденение Западной Калбы представлено двумя генетическими типами: золотое оруденение кварцево-жильного типа и типа минерализованных зон (Каюпов и др., 1973).

В соответствии с мобилистскими геотектоническими моделями и предыдущими работами (Ковалев, 1972, 1973), зоны поглощения литосферы являются, вероятно, основным источником магматизма и гидротермальных рудообразующих растворов. Генезис рудного вещества полиметаллических месторождений Рудного Алтая (как и месторождений типа «куроко»), по-видимому, обусловлен мобилизацией металлов из океанической коры и осадков, захваченных в процессе поддвигания древней плиты на значительные глубины. Осадочные породы, содержащие воду, являются, вероятно, основным источником гидротермальных растворов.

Редкометальное оруденение Калба-Нарымской зоны связано со становлением калбинских гранитов.

Золотое оруденение Западной Калбы, по-видимому, сформировалось в течение конечной стадии сдвигания Казахстанской и Сибирской плит. Тектонические напряжения, вызванные этим процессом, привели в мобильное состояние поровые воды осадочных горных пород, являвшихся, видимо, основным источником гидротермальных растворов в данном случае. Эти же напряжения обусловили региональный метаморфизм пестрых по составу осадочных и вулканогенных толщ, приведший

в ряде случаев к палингенному выплавлению небольших количеств магмы, которая в дальнейшем образовала мелкие интрузии и дайки различного состава. В результате метаморфизма золото, содержащееся в базитовых и ультрабазитовых формациях океанической коры, а также золото вулканогенно-осадочных пород было мобилизовано и переотложено.

В заключение необходимо отметить, что данная работа является первой попыткой интерпретации истории формирования и металлогении ЗСС с позиций тектоники плит. Поэтому изложенные выше представления, возможно, являются еще несовершенными, требующими дальнейших исследований.

Д. И. Мусатов, Ю. М. Мальцев
(Красноярск, КГУ)

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ РАЗВИТИЕ И ОСНОВНЫЕ ЧЕРТЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ ЮЖНОЙ СИБИРИ В СВЕТЕ ТЕКТОНИКИ ПЛИТ

1. Анализ истории развития складчатых областей (в частности, Алтае-Саянской) с позиций тектоники плит намного облегчается при введении следующей иерархии литосферных плит.

Наши исследования показали, что каждая из этих категорий обладает своими отличительными чертами: глобальные плиты, мега- и мезоплиты. Примерами мегаплит, входящих в Евразийскую глобальную плиту, являются: а) Тунгусская континентальная плита с границами на западе в 200 км к западу от р. Енисея, на севере — по южному подножью гор Бырранга, на востоке — по Байкало-Анабарскому линейменту и на юге — по Байкало-Енисейскому глубинному разлому; б) Саяно-Казахстанская континентальная плита, включающая западную половину Центрально-Азиатского складчатого пояса; в) Восточная и Западная Западно-Сибирские океанические мегаплиты, расположенные в пределах современной Западно-Сибирской низменности и разделенные субмеридиональной рифтовой зоной, и т. д.

В характере взаимодействия глобальных плит и мегаплит устанавливается много общего. Поэтому основные закономерности развития глобальных плит могут быть в общих чертах перенесены на мегаплиты. Мегаплиты состоят из мезоплит, которые в свою очередь состоят из мегаблоков. В целом развитие мезоплит можно рассматривать как развитие геосинклинальной системы, а некоторых мегаблоков — как отдельных геосинклиналей.

В настоящем сообщении мы касаемся только особенностей развития мезоплит на примере собственного геосинклинального этапа развития Минусинской мезоплиты.

При анализе нами использованы следующие исходные данные: а) изменение положения древнего магнитного полюса в рифее и кембрии для отдельных мегаблоков и мезоплит, устанавливаемое палеомагнитным анализом относительно Тунгусской мегаплиты (Сибирская платформа); б) история развития глубинных разломов; в) анализ вулканической деятельности эпохи максимального вулканизма, зональности вулканизма по составу, структурный контроль и т. д. (принималось, что базальтоидный вулканизм характерен для эпох растяжения, причем толеитовые базальты являются признаком океанизации земной коры в рифтовых зонах, вулканы кислого состава фиксируют эпохи сжатия); г) литофациальный анализ и палеогеографические реконструкции; д) зональность интрузивных пород по возрасту и составу; е) эпохи складчатости, метаморфизма и интрузивной деятельности);

ж) данные анализов абсолютного возраста пород; з) анализ глубинного строения мезоплиты по данным гравиметровой и аэромагнитной съемок.

Мезоплита, в нашем понимании, представляет собой участок литосферы, ядром которого большей частью служат срединные массивы. Нижней границей мезоплиты является астеносфера, а боковыми — зоны глубинных разломов, часть которых на определенных этапах развития перерастает в рифтовые системы. Этот участок характеризуется общностью геологических процессов, хотя в различных мегаблоках одни и те же процессы могут не совпадать по продолжительности и интенсивности. В одной мезоплите в разных участках могут сосуществовать напряжения сжатия и растяжения, что определяется характером движения мегаблоков и положением мезоплиты в мегаплите. Мегаблоки граничат чаще всего по глубинным (частично коровым) разломам, а нижней их границей могут являться как астеносфера, так и поверхность Мохо. В последнем случае в пределах мегаблоков большую роль играют вертикальные движения, зачастую контролирующие распределение структурно-фациальных зон.

Ядром Минусинской мезоплиты служит рифейско-нижнепалеозойский Минусинский срединный массив, который инверсировал в нижнем девоне с образованием серии межгорных впадин. Кроме срединного массива, в состав мезоплиты входят прилегающие геосинклинали: Восточно- и Западно-Саянская и Кузнецко-Алатауская. На северо-востоке Минусинская мезоплита по Главному Саянскому разлому граничит с Бирюсинской мезоплитой, на западе по Кузнецко-Алатаускому разлому — с Кузнецкой мезоплитой; южная граница с Убсунурской мезоплитой менее четкая и условно проводится по Куртушибинскому (западная его часть) и Азасскому глубинным разломам. На севере Минусинская мезоплита перекрыта мезозойским осадочным чехлом Западно-Сибирской плиты, что затрудняет определение ее северного ограничения. Общая площадь мезоплиты в современный период — около 300 000 кв. км.

Мезоплита состоит из 4 мегаблоков: Минусинского, Кузнецко-Алатауского, Восточно- и Западно-Саянского, которые, по-видимому, «обозначились» уже в нижнем рифее.

В начале нижнего рифея (рубеж ~ 1450 млн. лет) раскололась континентальная среднепротерозойская протоплатформа. Образовались Кузнецко-Алатауская рифтовая зона и ряд ослабленных зон, со временем переросших в глубинные разломы: Восточно-Саянский, Кандатский и Теренсукский. Формирование рифтовой зоны сопровождалось новообразованием океанической коры за счет процесса базификации и интенсивным базальтовым (океанические базальтоиды по составу) вулканизмом.

Положение рифтовой зоны определяется на основании следующих данных. Верхнепротерозойская складчатость сократила площадь распространения среднепротерозойских отложений слагающих в настоящее время Дербинский антиклинорий, как минимум, в два раза. Современная мощность среднепротерозойских образований в Минусинских прогибах — около 6 км, т. е. при формировании Дербинского антиклинория они не были «содраны» со срединного массива. Палеогеографическими реконструкциями устанавливается постепенное уменьшение площади Минусинского срединного массива за счет вовлечения его краев в зоны геосинклинального осадконакопления. С учетом этих данных шов рифейской зоны располагался примерно в 180—200 км западнее современного Кузнецко-Алатауского (Балыксинско-Саралинский) разлома.

Ширина рифтовой зоны на палеотектонической схеме показана условно. В действительности ширина ее, вероятно, достигала нескольких сот километров (порядка 400).

В эту эпоху для Кузнецко-Алатауского мегаблока характерен эвгеосинклинальный режим осадконакопления.

Восточно-Саянский мегаблок в нижнем рифее медленно и плавно погружался, причем, видимо, более интенсивно прогибались его краевые зоны, где образовались флишеподобные прогибы. В них накапливались терригенные осадки.

Аналогичная картина была характерна и для Западно-Саянского мегаблока: часть его, отвечающая современному Джебашскому антиклинорию, прогибалась более интенсивно по сравнению с Центральным синклинорием, который представлял собой геоантиклинальное поднятие, а Систигхемской зоне соответствовал участок суши типа срединного массива. Этот вывод подтверждается анализом гравиметрового поля, на основании которого предполагаются редуцированные мощности осадков верхнего протерозоя и нижнего кембрия (суммарная мощность около 7 км) в Центральном синклинории и их отсутствие в Систигхемском прогибе. Минусинский мегаблок в это время представлял собой срединный массив. Он был расколот на две части северо-восточной ветвью Кузнецко-Алатауской рифтовой зоны — зоной Теренсукского разлома.

В среднем рифее северо-западная часть Кузнецко-Алатауского мегаблока развернулась по часовой стрелке с центром вращения в районе Мрасского массива и надвинулась на юго-восточную. Произошло «закрытие» рифтовой зоны, сопровождавшееся ротационными движениями. Этот вывод подтверждается изменением характера среднерифейского осадконакопления в пределах мегаблока в северо-западной его части — вулканы резко сменяются карбонатами, тогда как на юго-западе продолжаются излияния эффузивов. Ротационные надвиги, выявленные Е. В. Широковой, подтверждены геологическими данными и геофизическими расчетами.

В Западном Саяне вдоль Кандатского разлома образуется зона растяжения, соответствующая современному Джебашскому антиклинорию, с заложением трогового прогиба. Он ограничен с севера зоной типа вулканической дуги, а с юга — геосинклинальным поднятием с Систигхемским срединным массивом в восточной части.

Погружение Восточно-Саянского блока замедлялось, и в его пределах накапливались преимущественно карбонатные и вулканогенно-карбонатные осадки.

В верхнем рифее происходит значительное расширение Восточно-Саянского мегаблока в результате растяжения трех зон: Кизирской, Манской и Оклерской, приуроченных к глубинным разломам — Главному Саянскому, Восточно-Саянскому и зарождающемуся Удино-Колбинскому. Зоны растяжения прогибались более интенсивно, чем разграничивающие их Дербинская и Канская зоны. Амплитуда расширения устанавливается по палеомагнитным данным и ориентировочно составляла не менее 200 км. Минусинский и Западно-Саянский мегаблоки не только смещались на юго-запад, но и отходили друг от друга, в связи с чем по Теренсукскому и Кандатскому разломам имели место незначительные растяжения и вулканизм. В Кузнецко-Алатауском мегаблоке в спокойной тектонической обстановке происходит накопление преимущественно карбонатных формаций, причем в зону осадконакопления вовлекаются и краевые части срединного массива.

В интервале 850—870 млн. лет происходит тектоническая перестройка мезоплиты, выразившаяся в ее сжатии при общей ориентировке главных сжимающих напряжений СВ — ЮЗ. Наиболее интенсивное сжатие и сокращение площади испытал Восточно-Саянский мегаблок,

что нашло отражение в процессах складчатости, метаморфизма, образования гранитов Дербинского комплекса и в формировании покровов. В результате складчатости ширина Восточно-Саянского мегаблока уменьшилась на 100—150 км.

После эпохи сжатия в самых верхах рифея — венде Восточно-Саянский и Кузнецко-Алатауский мегаблоки без заметных горизонтальных перемещений плавно погружаются, причем вовлекаются в этот процесс и краевые части Минусинского блока. Здесь сохраняется миогеосинклинальный режим с преимущественным накоплением карбонатных формаций. Возможно, с этого времени Дербинская и Канская зоны начинают несколько отставать в погружении от соседних зон. Для Западно-Саянского мегаблока характерен поворот против часовой стрелки. При этом по Кандатскому разлому происходит растяжение с заложением рифтовой зоны с довольно интенсивной вулканической деятельностью.

Напряжения растяжения резко усиливаются в нижнем кембрии, причем наиболее интенсивно они реализовались в Западном Саяне, где по Кандатскому, Борусскому и Куртушибинскому разломам развиваются рифтовые зоны, сопровождающиеся новообразованием океанической коры и интенсивным базальтовым вулканизмом. Западно-Саянский блок сохраняет прежнюю ориентировку движения (вращение против часовой стрелки) с вероятным центром вращения в районе Систигхемского массива. В результате наибольшая амплитуда растяжения была в зоне Кандатского разлома. В Хамсаринской зоне эти движения отразились в надвигании Западно-Саянского мегаблока на Восточно-Саянский. В Восточном Саяне растяжение характерно для Кизирской зоны, но оно было менее интенсивным и наряду с вулканиками здесь накапливалось много терригенных и карбонатных осадков. Аналогичная обстановка существовала и в Кузнецко-Алатауском мегаблоке. Дербинская и Канская зоны продолжают играть роль подводных поднятий, отделяющих Кизирскую зону с эвгеосинклинальным режимом от Манской с миогеосинклинальным режимом. В конце нижнего кембрия растяжение в отдельных зонах сменилось общим сжатием мезоплиты, вызвавшим протрузии гипербазитов (актоврацкий комплекс) и образование гранитоидов майнского комплекса.

Средний — верхний кембрий характеризуется нарастанием напряжений сжатия, что привело к инверсии и формированию гранитоидов таннуольского и ольховского комплексов. Гранитообразование преимущественно приурочено к фронтальной части мезоплиты, т. е. к Восточно-Саянскому мегаблоку и Хамсаринской зоне. В Кузнецко-Алатауском мегаблоке снова интенсифицируются ротационные надвиги (в середине среднего кембрия) с амплитудой в первые десятки километров.

Таким образом, история геологического развития Минусинской мезоплиты должна рассматриваться как закономерная смена эпох сжатия и растяжения, местами достигающего до рифтогенеза с новообразованиями океанической коры, в сочетании с ротационными надвиговыми и дифференцированными вертикальными движениями. Суммарная амплитуда горизонтальных движений Минусинской мезоплиты в целом в отдельные эпохи была не менее 400—600 км. Механизм этих движений, по-видимому, связывается (В. С. Сурковым и др.) с появившимися в пределах мезоплиты неоднородностями в верхней мантии, вызвавшими конвекционные течения.

Признание ведущей роли горизонтальных движений в истории развития Минусинской мезоплиты не может не отразиться на анализе ее металлогении, хотя такой анализ лишь начат.

Намечаются перспективные эндогенные рудные узлы в подвижных участках сочленения мегаблоков, которые отличились наиболее частой сменой эпох сжатия и растяжения, а также максимальным гранитоид-

ным магматизмом (медь, молибден, вольфрам, редкие металлы). Зоны рифейского рифтогенеза в последующем (в девоне) были ареной щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма с присущей ему металло-генией (редкие металлы, нефелины). Осадочные месторождения (фосфориты, геосинклинальные бокситы), по-видимому, следует искать в зонах сочленения подвижных мегаблоков со срединными массивами, причем именно в краевых, вовлеченных в прогибание частях срединных массивов и в эпохи сочетания не очень интенсивного вулканизма с карбонатообразованием. Следует учитывать структурное положение протрузий ультрабазитов (асбест, хромиты); маскирование рудных зон и участков надвигами, роль которых совершенно не учитывалась; вероятность зонального (параллельно рифтовым зонам) распределения разного состава интрузий; возможность накопления полиметаллов в океанических базитах рифтовых зон и другие закономерности.

Д. И. Мусатов
(Красноярск, КГУ)

РАЗВИТИЕ ЕНИСЕЙСКО-ТУРУХАНСКОГО ПОДВИЖНОГО ПОЯСА И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЯ КАК РЕЗУЛЬТАТ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ

Основываясь на палеомагнитных и геологических данных, У. Гамильтон (1970) пришел к выводу, что Русская и Сибирская платформы в докембрии и раннем палеозое были значительно удалены друг от друга, в среднем палеозое сблизились и в пермо-триасовое время столкнулись. В результате сближения и столкновения литосферных плит обе платформы и деформации некогда разделявшей их океанической плиты образовались уралиды. По У. Гамильтону, плита Сибирской платформы двигалась с востока на запад.

Большинство палеомагнитологов (С. К. Ранкорн, А. Н. Храмов и др.) считают, что устойчивый западный дрейф докембрийского и раннепалеозойского палеополюса характерен для планеты в целом.

Новые палеомагнитные, геофизические и геологические материалы автора и его коллег позволяют дать иную трактовку взаимодействия литосферных плит Сибири.

В 70—150 км к западу от р. Енисея в фундаменте Западно-Сибирской плиты четко выделяется крупная зона линейных положительных магнитных аномалий, протягивающаяся параллельно краю Сибирской платформы от широты г. Красноярск до Хатангской депрессии и далее на Таймыр. Ширина зоны 30—50 км, на значительных отрезках в гравитационном поле она совпадает с отрицательными аномалиями.

Мы предлагаем назвать эту зону Приенисейской. По характерным чертам геофизических полей ее следует квалифицировать как зону субдукции (зону Беньофа), что подтверждается и другими данными, в частности переинтерпретацией редкой наклонной границы, намечающейся по профилю ГСЗ вдоль р. Ангары.

К востоку от Приенисейской зоны по геофизическим данным выделяются два параллельных ей пояса погребенных вулканов и вулканических островов с базитовым типом вулканизма. Палеогеографические реконструкции показывают, что вулканический материал в рифейские толщи Енисейского кряжа поступал в основном с запада, причем в раннем рифее он был более мафическим и более обработанным, чем в среднем. Поэтому западный вулканический пояс можно отнести к раннему рифею, а восточный — к среднему. По всем признакам эти вулканические пояса можно отнести к структурам островных вулканических дуг.

По новым данным в западной части Енисейского кряжа выделяется не один, а два сближенных пояса гипербазитов: более западный — вендский и более восточный — нижнекембрийский. Радиологически намечается также некоторая разновозрастность рифейских вулканогенно-терригенных пород западной и центральной части Енисейского кряжа с омоложением с запада на восток. Помимо вулканитов раннего — среднего рифея, на Енисейском кряже развиты позднерифейские вулканиты среднего состава в центральной его части и позднерифейско-вендские кислые вулканиты на востоке.

Таким образом, в пространственно-временном расположении вулканитов Енисейского кряжа и его погребенных западных структур намечается зональность, характерная для складчатых поясов, формирующихся в зонах взаимодействия океанической и континентальной литосферных плит (андийский тип по Д. Е. Джеймсу, 1971).

Фундамент Сибирской платформы, несомненно, принадлежит к континентальной коре. В то же время, по данным Б. В. Гусева и автора, кора северной части Западно-Сибирской низменности и Хатангской депрессии была океанической (возможно, за исключением Пур-Тазовского блока). Фундамент центральной и южной части Западно-Сибирской плиты в настоящее время относится к континентальной коре, но формирование последней происходило, по-видимому, в конце рифея и позднее. Можно предполагать существование в раннем и среднем рифее океанической коры на территории всей Западно-Сибирской плиты.

В результате проведенных С. Д. Сидорасом палеомагнитных исследований позднего докембрия и раннего палеозоя Енисейского кряжа, Прианабарья, Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, юго-западной части Сибирской платформы установлен устойчивый восточный дрейф докембрийского полюса. Кроме того, наблюдаются несомненные расхождения в координатах разновозрастных магнитных полюсов, вычисленных по коррелируемым толщам разных регионов. Были рассмотрены варианты возможных причин расхождения: а) между координатами древнего полюса разных регионов Сибири и б) между укоренившимися представлениями о западном дрейфе докембрийско-раннепалеозойского палеополюса и данными автора (а также А. Я. Кравчинского) о восточном его дрейфе. Единственно возможным объяснением представляются крупные горизонтальные перемещения литосферных плит разной иерархии — в данном случае мегаплит Западно-Сибирской океанической, Тунгусской континентальной и Саяно-Казахстанской гетерогенной. (Мегаплиты — части глобальных литосферных плит, выделенных Кс. Ле Пишоном и У. Морганом). С учетом возможных и доказанных ротационных движений амплитуду горизонтальных перемещений Западно-Сибирской и Тунгусской литосферных мегаплит можно оценить в 600—900 км.

Палеомагнитные и геологические данные показывают, что перемещение литосферных мега- и мезоплит было весьма интенсивным в первой половине рифея, замедлилось или совсем прекратилось во второй его половине и в венде, снова возобновилось в раннем кембрии, замедлилось в среднем и прекратилось в позднем кембрии. Эпохи интенсивных движений плит фиксируются крупными надвигами, особенно четко установленными в Туруханской зоне, где разрез рифейско-вендских осадков оказался счетверенным. Докембрийские и кембрийские надвиги есть и в Енисейском кряже. Наиболее интенсивное сжатие имело место в конце позднего рифея, что подтверждается крупным гранитообразованием и складчатостью того же возраста (850 ± 70 млн. лет).

Приведенные данные позволяют предположить, что в течение рифея и раннего палеозоя имело место взаимодействие Западно-Сибирской океанической и Тунгусской континентальной литосферных мегаплит с погружением первой под вторую по Приенисейской зоне субдук-

ции. Западная граница Западно-Сибирской мегаплиты, по-видимому, совпадает с рифтовой зоной, выделенной В. С. Сурковым (1968) в центральной части фундамента Западно-Сибирской низменности. Там же проводит границу между Русским и Сибирским субконтинентами У. Гамильтон. Восточная граница Тунгусской мегаплиты совпадает с Байкало-Анабарским линейamentом. На юге обе мегаплиты граничат с Саяно-Казахстанской мегаплитой, а на севере — с Арктической глобальной литосферной плитой. Взаимодействие Тунгусской и Западно-Сибирской мегаплит послужило причиной формирования Енисейско-Туруханского складчатого пояса.

Особенности строения и тип взаимодействия обеих мегаплит весьма напоминает взаимодействие Южно-Тихоокеанской океанической и Южно-Американской континентальной литосферных плит. Такую же аналогию мы усматриваем в истории развития и строении (в том числе глубинном) между Енисейско-Туруханским и Андийским складчатыми поясами, несмотря на их разновозрастность.

Распределение полезных ископаемых в Енисейском кряже контролируется продольной зональностью, определяемой зоной субдукции и трансформными разломами. Четко выделяется Ангарский трансформный разлом с амплитудой перемещения по нему не менее 30—50 км, переходящий к востоку в одноименный авлакоген. К зоне разлома приурочены месторождения полиметаллов, сурьмы, магнетитов, железа и др.

По геолого-геофизическим данным и дешифрированию высотных снимков в Енисейском кряже намечаются еще два трансформных разлома — один от г. Енисейска на Питгородок, а второй от устья р. Каз на вершину р. Чапы. С последним могут быть связаны месторождения редких и малых элементов. Продольная зональность контролирует распределение минерализации, связанной с ультрабазитами (хром, никель, кобальт, асбест), а также месторождений, связанных с вулканитами различного состава (в частности, меди).

Складчатость и горообразование в позднем рифее (R_4) компенсировались заложением на восточной периферии кряжа Бугариктинского прогиба, открытого на восток в сторону Вельминской впадины. Эта структура продолжала развиваться в венде и раннем кембрии; она весьма перспективна на нефть, калийные и каменные соли. По-видимому, механизм формирования этого прогиба, аналогичного тыловым прогибам Андийского складчатого пояса, управляется законами тектоники литосферных плит. Основываясь на аналогии Енисейско-Туруханского и Андийского складчатых поясов, можно ожидать открытия в первом из них месторождений меди, олова и других характерных для Анд полезных ископаемых.

Геолого-геофизические и палеомагнитные данные показывают, что погружение Западно-Сибирской мегаплиты под Тунгусскую, по-видимому, возобновилось в конце палеозоя и продолжалось в раннем мезозое. Именно с этим этапом связан платформенный трапповый магматизм. Важно, что кора Западно-Сибирской плиты на севере продолжала оставаться океанической, тогда как на юге она стала уже континентальной. Субдукция океанической плиты в северо-западной части платформы должна была вызвать внедрение наиболее основных высокомагнезиальных разновидностей траппов, с которыми, как известно, связаны месторождения норильского типа. Как показано П. Ф. Иванкиным и автором (1973), наиболее эффективно дифференциация трапповой магмы происходит на участках сочетания крутопадающих разломов с полными надвигами, что также оказывает влияние на металлогению. Дальнейший детальный анализ, вероятно, позволит понять закономерность поясового расположения рудоносных траппов и выделить перспективные площади для поисков месторождений норильского типа.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ КОРЯКСКО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА И ЕГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ

По геофизическим материалам в регионе выделено свыше 10 крупных сквозных глубинных разломов северо-западного (алеутского) направления, омоложенных в орогенные этапы развития. Эти разломы продолжаются на Тихоокеанский шельф и уходят в сторону Азиатской суши, располагаясь на расстоянии примерно 150 км друг от друга.

Рассматриваемые геофизические и геолого-геоморфологические особенности строения свидетельствуют о сквозном характере разломов. Одним из признаков активизации этих разломов в позднекайнозойское — четвертичное время является повышение плотности региональной трещиноватости северо-западного направления, свидетельствующее о тенденциях к опусканиям в условиях растяжения. Разломы, разграничивающие смежные зоны поднятий, — надвигового типа. Региональные надвиги имеют самое широкое распространение.

Краевые части Охотской платформы перерабатываются рифтогенными процессами и втягиваются в погружение: южная часть Большерецкого выступа перерабатывается нисходящими новейшими движениями Гольгинской рифтовой зоны.

Анализ параметров сейсмичности переходной зоны показывает, что разломы северо-западного направления формируют блоки разноглубинных сейсмогенных структур. Помимо этого, в узлах их пересечений с разломами северо-восточного (камчатского) направления локализуются рои очагов землетрясений кольцевого типа (Петропавловский, Быстринский и др.).

Сочетания надвиговых перемещений блоков по разломам алеутского, камчатского и субмеридионального направлений с рифтогенными процессами разных стадий — одна из характерных особенностей развития переходной зоны. В качестве примера рассматривается начальная стадия формирования рифтовой зоны в Корякском нагорье (Вывенский глубинный разлом).

По особенностям гравимагнитного поля в регионе выделен ряд аномальных изометричных районов диаметром от 40 до 150—200 км, а в ряде случаев — линейных (250×40 км) со своеобразной морфологией, интенсивностью, ориентировкой изотелин поля и т. п.

Часть аномальных районов тяготеет к блокам внутри зон региональных поднятий или опусканий, некоторые расположены по границам этих зон.

Анализ особенностей геофизических полей и их связи с геолого-геоморфологическими аномалиями позволяет считать геофизические поля индикаторами ареалов магматизма, в том числе глубинного, а геолого-геоморфологические аномалии — отражением сквозного характера развития вулcano-плутонических процессов. На этом основании нами выделяются отдельные элементарные тектоно-магматические блоки — очаговые структуры (Фаворская и др., 1969) Малетойваямского и Юбилейного месторождений.

Анализ металлогенических и структурных особенностей. Корякско-Камчатского региона показал, что сквозные структуры (блоки) и очаговые структуры обуславливают поперечную зональность металлогенических зон, в большинстве случаев контролируя местоположение рудных районов: Кулюльского, Козыревско-Оганчинского, Северо-Камчатского и др. Внутренними особенностями строения этих структур, в пер-

вую очередь вулканоструктур палеоген-неоген-четвертичного возраста, предопределено размещение рудных полей и узлов.

В качестве примера очаговой структуры рассматривается Северо-Камчатская, заложенная над Вывенским глубинным разломом и контролирующая сероносный район площадью свыше 1000 км².

В районе выделено четыре сернорудных узла. Они располагаются в пределах интрузий среднего состава в зоне Вывенского глубинного разлома (северо-восточная ветвь Центрально-Камчатского разлома). По геофизическим материалам отчетливо установлена приуроченность интрузий к местам пересечения зоны Вывенского разлома северо-западными разрывами, по которым отмечается смещение его осевой линии.

По совокупности признаков гравимагнитного поля предположительно выделены еще два узла — Анапкинский и Ипихлятуваямский. В пределах последнего развиты поля вторичных кварцитов — потенциально сероносных пород.

Металлогения узлов специфична: в центральной части распространены относительно высокотемпературные минералы — серицит, накрит, андалузит, халькозин, диаспор, анатаз, корунд, киноварь; в краевой — низкотемпературные: опал, алунит, каолинит, монтмориллонит. Сера образует крупные скопления на периферии узлов (месторождения Малетойваямское, Юбилейное) и мелкие проявления прожилково-гнездового типа в их центральной части (Лигинмываямское, Тюпюльваямское, Южное и др.).

Устанавливается так называемая «миграционная зональность», которая обусловлена рудоносными интрузиями. В результате интерференции тепловых волн очагов (интрузий) образуются тепловые аномалии. В них концентрируются известные сульфидно-серые проявления меди и ртути, золота, эпидотовых пропилитов, диаспоровых и корундосодержащих кварцитов. Первые расположены в точках пересечения изотерм 50 и 130°, а вторые — изотерм более 130°С (Поляков, Яроцкий, 1973).

Расположение выделенных очаговых структур и специализация их металлогении подчиняются определенным закономерностям, которые могут быть объяснены с позиции тектоники плит. Пододвигание океанической литосферы под регион и ее переработка в верхней мантии приводят к росту континентальной коры, а накопление энергии — к ее взламыванию и заложению разломов главным образом северо-восточного и северо-западного направлений. Этот процесс, будучи непрерывно-прерывистым, обуславливает постоянную связь очаговых структур коры с подкоровым веществом. Вспышка тектонической активности является источником поставки рудоносных флюидов в очаговые структуры, а их повторяемость создает миграционную зональность в рудных узлах.

*Т. В. Тарасенко, В. Д. Дмитриев, Б. В. Ежов, М. М. Лебедев,
Б. В. Лопатиц, Г. П. Яроцкий
(Петропавловск-Камчатский, Камчатское ТГУ)*

МЕГАБЛОКИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КОРЯКСКОГО НАГОРЬЯ И КАМЧАТКИ

Складчатые зоны — Пенжинско-Анадырская, Западно-Камчатско-Корякская и Восточно-Камчатско-Олюторская, имеющие разную историю геологического развития, — различаются интенсивностью и характером проявлений интрузивной и эффузивной деятельности и процессов рудообразования в основной (геосинклинальный) и орогенный этапы их развития.

Отличительные особенности строения и металлогении складчатых зон обусловлены их развитием в пределах различных мегаблоков земной коры — Пенжинско-Анадырского, Западно-Камчатско-Корякского,

Восточно-Камчатско-Олюторского и Приохотско-Срединно-Камчатского. Положительные поля силы тяжести в Пенжинско-Анадырском, резко отрицательные в Западно-Камчатско-Корякском и резко положительные в пределах Восточно-Камчатско-Олюторского мегаблоков обусловлены, скорее всего, блоковым строением поверхности Мохоровичича, которая испытывает в Восточно-Камчатско-Олюторском мегаблоке значительное воздымание.

На стыках мегаблоков с различным типом земной коры закладывались глубинные магмоконтролирующие шовные зоны камчатского направления, к которым приурочены разновозрастные офиолитовые пояса — Кулюльский (нижнемеловой) и Ватынский (верхнемеловой). Эти глубинные шовные зоны предопределили размещение геосинклинальных прогибов и последующих складчатых зон. Характерно отсутствие в пределах шовных зон кислых интрузий и сопутствующего оруденения.

Металлогеническая зональность в пределах Корякско-Камчатской складчатой области обусловлена прежде всего блоковым строением и формированием различных типов земной коры (континентальной и переходной) за счет океанической; поясовым размещением длительно живущих глубинных разломов, ограничивающих складчатые зоны (к ним приурочены офиолитовые пояса), и развитием глубинных разломов во внутренних частях складчатых зон, к которым приурочены метаморфические зоны и вулканические пояса, сформированные в орогенный этап развития региона.

Глубинные разломы алеутского направления раскалывают мегаблоки на ряд внутренних блоков и образуют клавишную глубинную структуру региона, ориентированную вкост фронта развития геосинклинальных и последующих складчатых зон. К пересечениям глубинных разломов северо-восточного (камчатского) и поперечного (алеутского) направлений приурочены вулкано-тектонические структуры. Они являются надразломными или концентрируются в межблоковых поднятиях или рифтовых зонах.

К вулкано-тектоническим структурам, часть из которых относится к очаговым (в понимании М. А. Фаворской и др., 1969), приурочены рудные районы (Козыревский — золото, серебро, ртуть; Северо-Камчатский — сера; Южно-Камчатский — золото и др.). Рудные поля и узлы в пределах вулкано-тектонических структур связаны с пересечениями ослабленных разнонаправленных зон трещиноватости, размещением магматических комплексов и положением палеовулканических построек. Наличие вулкано-тектонических структур разного порядка, их сквозной характер свидетельствуют о неоднородном строении земной коры. Приуроченность вулкано-тектонических структур и рифтовых зон к разнонаправленным глубинным разломам является характерной чертой развития переходной зоны Корякско-Камчатского региона.

Корякско-Камчатская складчатая область в целом характеризуется сокращенной мощностью сиалического слоя земной коры (Николаевский, 1964), что нашло отражение в слабом проявлении магматических пород кислого ряда. Средняя ее мощность около 30 км, в том числе осадочного и гранитного слоев 15—20 км. На долю осадочного слоя приходится 9—11 км. Здесь развита земная кора промежуточного, континентального и океанического типов.

В Корякском нагорье, судя по гипсометрическим отметкам поверхности Мохоровичича и гравиметрическим данным, наиболее гранитизированной оказывается Центрально-Корякская зона, где мощность земной коры достигает 35—40 км; в Пенжинской и Олюторской зонах она составляет 28—30 км. На Камчатке мощность земной коры достигает 40 км (в центре полуострова), а к западу и востоку она плавно уменьшается до 28—26 км.

Зональное развитие земной коры различных типов предопределило металлогенический облик рассматриваемой территории, в пределах которой проявились эпitherмальное золото, полиметаллы, ртуть, сурьма, мышьяк, сера, а также олово, вольфрам, молибден и полезные ископаемые фемического профиля (хром, никель, медь, платина). Несомненно, практическую ценность могут представить в первую очередь проявления золота, олова, ртути, меди, хромитов и серы.

Миграция геосинклиналей с запада на восток, рост континентальной коры за счет океанической, региональные глубинные разломы и специфика металлогении Корякско-Камчатского региона, на наш взгляд, находят приемлемое объяснение с позиции тектоники плит.

Переработка океанической литосферы наращивает земную кору в зоне перехода океан — суша, а конвекционные потоки вещества (энергии) взламывают ее, закладывая фрагменты глубинных разломов (Дитц, 1961; Вильсон, 1961; Краус, 1959; Апродов, 1964; Агапова, Удинцев, 1972). Рост коры приводит к миграции зоны Бенъофа в сторону океана и инверсии глубоководных желобов. Процесс является прерывисто-непрерывным. Количественный скачок при переработке плиты приводит к повторному взламыванию коры, заложению новых и активизации ранних разломов. Индикаторами миграции зоны Бенъофа и активизации палеозоя и разломов являются разновозрастные офиолитовые пояса, омолаживающиеся к востоку, и наличие во всех вулканических поясах ряда четвертичных, неогеновых и палеогеновых вулканических излияний платобазальтов и андезитов (первые резко преобладают на востоке, последние — на западе). Это позволяет рассматривать вулканические пояса и зоны региона не наложенными, а как логическое завершение развития геосинклинальных систем в зоне перехода океан — суша.

Рассмотренный механизм должен быть усложнен, так как глубинные разломы Алеутского направления фиксируются далеко за пределами переходной зоны региона — в области мезозонд Северо-Востока (Берсон, Драновский, Андиева, 1969). Вероятно, на этот механизм накладывается следствие планетарного левого сдвига по Тихоокеанскому поясу (Воронов, 1968). Анализ диаграммы напряжений показывает, что в этом случае резко увеличивается активизация именно алеутских разломов, при резкой подчиненности других. Левый сдвиг, в свою очередь, мог явиться следствием разрядки напряжений, возникших от перемещений к северу (северо-западу) сектора Тихоокеанской плиты, заключенной между Алеутами и Камчаткой, где установлен надвиговый характер соотношения поднятия Обручева с глубоководными желобами. Выскажем предположение, основанное на изложенных и других фактах и гипотезах, что цепь Алеуты — Камчатка — Момо-Зырянская впадина — подводный хребет Гаккеля может представлять часть планетарного рифта, образование которого (возможно, по частям и в разное время) также обязано движению плит типа левого сдвига.

*В. И. Казанский, В. И. Старостин, М. В. Чеботарев
(Москва, ИГЕМ АН СССР)*

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ АНД И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

1. Южно-Американские Кордильеры, согласно представлениям новой глобальной тектоники, возникли в результате погружения океанической плиты под континент с образованием глубоководного желоба и высокогорных цепей. Погружение началось в триасе и продолжается до сих пор. До этого в обстановке шельфа здесь отлагались мощные терригенные осадки. Собственно геосинклинальные формации играют в

Андах подчиненную роль и тяготеют к побережью Тихого океана. Складчатые сооружения отличаются преобладанием в разрезе мезозоя — кайнозоя терригенных континентальных формаций и наземных вулканитов среднего — кислого состава. В значительной своей части Анды образованы в результате тектоно-магматической активизации эпипалеозойской платформы.

Металлогению Анд определяют кайнозойские эндогенные месторождения меди, олова, свинца, цинка, серебра, золота. Они группируются в виде протяженных рудных поясов, согласных с общим простираанием складчатых структур. Поперечные тектонические нарушения усложняют металлогеническую зональность. На основании анализа последних литературных данных и личных впечатлений от посещения Боливии, Перу и Чили авторы приводят характеристику четырех главных рудных поясов в направлении с запада на восток.

2. Медный пояс Тихоокеанского побережья включает крупнейшие медные месторождения Перу и Чили. Его региональная позиция определяется Андийской геосинклинальной системой (J—Pg). Ведущие медно-порфировые месторождения парагенетически связаны с комплексом малых интрузий верхнемелового — нижнетретичного возраста. Медно-порфировые месторождения сконцентрированы вдоль меридиональной тектонической зоны, разделяющей миеосинклинальные и эвгеосинклинальные фации юрских отложений. По границам зоны располагаются многочисленные жильные месторождения серебра, цинка, ртути, сурьмы и золота, которые ассоциируют с верхнеюрскими диоритами, верхнемеловыми кварцевыми диоритами, габбро, гранодиоритами и нижнетретичными диоритами, гранодиоритами. Кроме того, здесь известны мелкие и средние месторождения вулканогенно-осадочного генезиса, связанные с андезитовым вулканизмом юрского и мелового периодов.

3. Свинцово-цинковый пояс Центрального Перу охватывает склоны Западной Кордильеры и высокое плоскогорье Центрального Перу, где интенсивно дислоцированные терригенно-карбонатные отложения верхнего триаса — верхнего мела перекрыты красноцветными континентальными отложениями позднего мела — палеогена и где широко распространены верхнемеловые — плейстоценовые вулканиты. Вулканогенно-осадочные толщи прорваны мел-палеогеновыми гранодиоритами и миоцен-плиоценовыми субвулканическими штоками кварцевых монцитов, кварцевых порфиров и дацитов.

В пределах пояса выделяются две металлогенические зоны. Первая объединяет преимущественно мелкие жильные низкотемпературные месторождения свинца и цинка, часто с серебром и золотом, кадмием, ртутью, а также золото-серебряные месторождения, залегающие в вулканитах. Вторую зону образуют крупные и богатые жильные гидротермальные и контактово-метасоматические месторождения свинцово-цинковых и медно-свинцово-цинковых руд с высоким содержанием серебра, кадмия, висмута, которые размещаются среди осадочных пород и тяготеют к субвулканическим телам миоцен-плиоценового возраста.

4. Олово-серебряный пояс Боливийских Кордильер в соответствии с изгибом Центральных Анд образует гигантскую дугу, обращенную выпуклостью на восток. Он подчиняется общему простираанию складчатых структур «палеозойского блока» и располагается в его западной краевой части, на границе с мезокайнозойским грабенообразным прогибом Альтиплано. В течение юры и мела палеозойский блок находился в платформенном состоянии. Формирование олово-серебряного пояса связано с третичной тектоно-магматической активизацией эпипалеозойской платформы.

По простираанию олово-серебряный пояс делится на три отрезка с разным магматизмом и оруденением. Металлогения северного отрезка

спределяется олово-вольфрамовыми месторождениями, ассоциирующими с гранитоидными интрузивами; центрального — оловянными и олово-серебряными месторождениями, приуроченными к малым интрузиям, субвулканическим телам и вулканическим аппаратам; южного — оловянными, висмутовыми, сурьмяными и некоторыми другими месторождениями, обнаруживающими более отдаленную связь с продуктами магматической деятельности.

5. Восточно-Андийский золотоносный пояс совпадает с Главной Андийской антиклинорной зоной, сложенной гнейсами, кристаллическими сланцами, мигматитами докембрия, складчатыми преимущественно терригенными породами ордовика — перми, а также обрамляющими их мезозойскими и кайнозойскими осадочными и вулканогенными отложениями. В пределах пояса встречаются месторождения золота, олова, меди, свинца. Наибольшее значение имеет золото как в коренных, так и в россыльных месторождениях. Золотоносность связана с палеозойскими (возможно, и допалеозойскими) и мезокайнозойскими гранитоидами, развитыми среди нижнепалеозойских аспидных сланцев.

6. Важнейшую роль в геологическом строении и металлогении Анд играют поперечные тектонические зоны. Они выделены на основании изменения мощностей и фаций мезозойских и кайнозойских отложений, пространственного распределения продуктов интрузивного, субвулканического и эффузивного магматизма, морфологии и ориентировки складок, морфоструктурных и батиметрических признаков, отличий в тектоническом режиме, интенсивности и характере эндогенной минерализации смежных блоков. Так, к югу от поперечной зоны Талара — Мораньон резко возрастает интенсивность свинцово-цинкового оруденения, появляются месторождения вольфрама, ртути, олова, сурьмы. Поднятие Носка отчетливо фиксируется в виде поперечного осложнения океанического желоба, трассируется далеко внутрь континента и служит, с одной стороны, юго-восточной границей свинцово-цинкового пояса Центрального Перу, а с другой — северо-западной границей медного пояса Тихоокеанского побережья.

Крупная тектоническая зона Эрика — Элбоу — Лайн отделяет олово-вольфрамовые месторождения Боливийских Кордильер от олово-серебряных, а на побережье Тихого океана выступает в качестве барьера, за который не распространяются крупные медно-порфировые месторождения. На продолжении поперечной зоны Потоси — Севаруйо в медном поясе Чили появляется свинцово-цинковое и серебряное оруденение. Широтная зона Конституьон — Линарес ограничивает медный пояс с юга. Кроме того, намечается ряд более мелких разломов, рассекающих андийские структуры на блоки с различным магматизмом и эндогенным оруденением и определяющих позицию рудных районов и узлов.

7. Для интерпретации тектоники Анд большое значение имеют выводы Д. Джеймса (1971) о глубинном строении их центральной части, между 8 и 24° южной широты. Здесь установлено резкое (до 70 км) увеличение мощности земной коры в зоне, ось которой совпадает с Альтиплано. Расположение эпицентров глубокофокусных землетрясений, а также закономерное увеличение содержания калия в изверженных породах в направлении с запада на восток позволили определить положение зоны Беньофа и оценить мощность соприкасающихся плит (200—300 км для Анд и 50—60 км для акватории Тихого океана). Сопоставление геологических и геофизических данных показывает, что предполагаемый механизм взаимодействия активной окраины континента и погружающейся океанической плиты может быть использован для объяснения продольной и поперечной металлогенической зональности Анд и соотношений между геосинклинальным процессом и тектоно-магматической активизацией.

ЛАТЕРАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ МАГМАТИЗМА И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ И ЕЕ СВЯЗЬ С ЗОНАМИ БЕНЬОФА

В Индонезии и в Индокитае существует несколько тектоно-магматических поясов огромной протяженности, для которых характерны совершенно определенные комплексы полезных ископаемых.

В Индокитае к ним относится прежде всего Бирмано-Малайский тектоно-магматический пояс длительного развития (поздний, а возможно, и средний палеозой — ранний кайнозой). В северной и центральной частях этого пояса выходят гранитные комплексы, несущие вольфрамовое и оловянно-вольфрамовое оруденение, а в южной части в пределах пояса объединены два различных по составу и металлогении комплекса — гранодиоритовый с золотым оруденением и гранитный с оловянно-вольфрамовым.

В Индонезии прослеживается несколько мезозойских и кайнозойских поясов гранитоидного магматизма, с которыми связаны полиметаллические и золотоносные рудные зоны, а также поясов кайнозойского известково-щелочного и щелочного вулканизма, в основном наземного типа, несущих свинцово-цинково-медно-золото-серебряное оруденение и наложенных на мезозойские и кайнозойские гранитоидные пояса. И, наконец, в Индонезии и на Филиппинах широко распространены огромной протяженности пояса, сложенные основными вулканическими и ультрабазитовыми породами, в которых распространены рудоносные зоны железа, никеля, хрома, кобальта, платины и медноколчеданные месторождения.

Проблемы возникновения этих поясов, их линейность, разновозрастность магматизма, который, тем не менее, связан в пределах каждого пояса с определенным видом оруденения, по мнению авторов, можно разрешить в свете идей тектоники плит.

Авторами был применен метод латерального анализа одновозрастных тектоно-магматических комплексов. По этому методу построены тектоническая карта и металлогеническая схема Индонезии, Филиппин, Западной Бирмы и прилегающих частей Западного Индокита и п-ва Малакки.

По структурным несогласиям и различным магматическим образованиям здесь выделено несколько латеральных рядов тектоно-магматических комплексов. Выяснилось, что каждый ряд содержит примерно одновозрастные тектоно-магматические комплексы, расположенные в определенной, сохраняющейся для каждого возрастного ряда последовательности и характеризующие отдельные структурные элементы области развития островных дуг и окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов.

Авторы предполагают, что островные дуги, аналогичные современным, с тем же набором структурных элементов, существовали в пределах Юго-Восточной Азии еще в позднем палеозое, а также в мезозое и кайнозое. В результате анализа тектоно-магматических комплексов выявлены древние аналоги современных глубоководных желобов, «невулканических» (фронтальных) островных дуг с поясами ультрабазитов, фронтальных и межгрядовых прогибов с подводным андезито-базальтовым вулканизмом, островных дуг и окраинно-континентальных вулкано-плутонических поясов с наземным андезито-базальто-липарит-

товым вулканизмом и с гранитоидным магматизмом, тыловых прогибов. Кроме того, по развитию линейно расположенных комплексов метаморфических пород основного состава, главным образом по поясам глаукофанового метаморфизма и по ассоциирующим с ними ультрабазитам и кремнисто-спилитовым толщам, в пределах Индонезии и Филиппин выявлены предполагаемые древние аналоги современных зон Беньофа. Материалы, которые положены в основу этого анализа, почерпнуты из работ Р. В. ван Беммелена, Ф. ГERVасио, Ч. Харчисона, Д. Катили, У. Гамильтона и других исследователей геологии Индонезии и Филиппин, а также Р. Брунншвейлера, М. Сахни, Е. Клегга, Ч. Бартона, исследовавших Бирму, Малайзию и Таиланд. В работе использована та же методика выделения магматических комплексов, одновозрастных с зонами Беньофа, которая была приведена в докладе и статье Л. П. Зоненшайна и др. (1973).

В пределах Индонезии, Филиппин, Западной Бирмы, п-ва Малакки и западной части Индокитая установлены следующие латеральные ряды тектоно-магматических комплексов. По возрасту: позднепалеозойский — раннетриасовый, познетриасовый — раннеюрский, позднеюрский — раннемеловой, позднемеловой — раннепалеогеновый, олигоценый — современный. По составу магматизма в направлении от древних и современных зон Беньофа к континенту для каждого возрастного ряда устанавливаются следующие группы тектоно-магматических комплексов: 1) с андезит-базальтовым подводным вулканизмом, ультрабазитами и поясами глаукофанового метаморфизма — для зон Беньофа (вернее, их древних аналогов); 2) кремнисто-спилитовая группа — для фронтальных прогибов и аналогов глубоководных котловин, а также для межгорных прогибов; 3) с известково-щелочным и щелочным вулканизмом и с гранитоидным магматизмом. В последней выделены следующие комплексы: флишоидный в тыловых прогибах; молассовый в межгорных прогибах; наземный андезито-базальто-липаритовый, гранитный и гранодиоритовый на поднятиях островных дуг и в окраинно-континентальных вулканоплутонических поясах.

В пределах рассматриваемой территории четко устанавливается латеральная зональность магматизма и сопутствующих ему металлогенических комплексов в направлении от выходов на поверхность современных и древних зон Беньофа к континенту. Ультрабазитовые, габброидные и спилито-базальтовые комплексы с хром-никелево-платиновым, кобальтовым и железным оруденением возникают непосредственно в местах выхода зон Беньофа на поверхность. Эти комплексы прослеживаются в Индонезии. Возраст их поздний палеозой — ранний триас, поздняя юра — ранний мел, поздний мел — палеоген. Ближе к континенту в пределах рассматриваемого региона последовательно располагаются пояса гранодиоритов и андезит-базальто-липаритовых эффузивов с полиметаллическим и золотым оруденением, которые также расположены в Индонезии. За ними следуют пояса стандартных гранитов с редкометальным — олово-вольфрамовым, а также тантало-ниобиевым и литиевым оруденением, объединенные в Бирмано-Малайском тектоно-магматическом поясе Индокитая и Малакки. Все эти магматические комплексы возникают, вероятно, над зоной Беньофа. Последним ступенем ее активности является комплекс щелочных интрузий, проникающих дальше всего в пределы континента от мест выхода на поверхность зон Беньофа. Эти закономерности в последнее время были рассмотрены в работе Л. П. Зоненшайна и др. (1973) при участии авторов настоящего доклада для западной части Тихоокеанского тектонического пояса. Теперь они устанавливаются и для регионов, прилегающих к восточной части Индийского океана.

Наложение друг на друга разновозрастных, но приблизительно одинаковых по составу и металлогении гранитоидов в пределах тектоно-магматического пояса объясняется «пульсацией» активности соответствующей зоны Беньофа, без ее смещения, а наложение разных по составу и металлогении и к тому же разновозрастных гранитоидов — перемещением в пространстве зон Беньофа. В течение позднего палеозоя, мезозоя и кайнозоя в пределах рассматриваемого региона происходила миграция зон Беньофа в сторону как Тихого, так и Индийского океана и одновременная миграция разновозрастных с этими зонами гранитоидных поясов. В результате здесь возникли такие многослойные, объединяющие различные по составу пород и металлогении пояса гранитоидов и известково-щелочного вулканизма, как Бирмано-Малайский пояс Индокитая и Малакки и другие пояса, расположенные на территории Индонезии и Филиппин.

И. К. Волчанская
(Москва, ИГЕМ АН СССР)

СКВОЗНАЯ ЗОНА ЭНКОРАДЖ—ПРАДХО-БЭЙ НА АЛЯСКЕ КАК ПРЕДПОЛАГАЕМАЯ ГРАНИЦА ПЛИТ

Проведенный автором морфоструктурный анализ территории Аляски и Северо-Западной Канады с использованием топопланшетов м-ба 1:1 000 000 показал наличие крупнейших систем нарушений (рис. 1). Среди этих нарушений наиболее отчетливо дешифрируются продольные по отношению к основному структурному плану системы разломов, протягивающиеся на многие сотни и тысячи километров. Среди них широко известна система рва Скалистых гор, переходящего в Северо-Западной Канаде в разлом Тинтина и рассматриваемого как современная рифтовая система. Система разломов Динели на Аляске, переходящая в разлом Шекуок в Канаде, вдоль которой установлены молодые четвертичные сдвиги, в ряде публикаций рассматривается как граница Тихоокеанской и Северо-Американской плит. Наряду с этими системами была выявлена мощная сквозная ослабленная зона субмеридионального простиранья, которая в виде гигантской дуги, сопряженной с Алеутской вулканической дугой, делит полуостров Аляску вдоль 150—152° з. д. на две части, существенно различающиеся по проявлениям тектоники и особенностям морфоструктур.

Южная ветвь этой структуры погружается в океан в районе зал. Кука и к югу от Энкораджа, северная ветвь уходит в Ледовитый океан в районе зал. Прадхо-Бэй.

Ниже мы остановимся более детально на особенностях проявления этой структуры и обсудим вопрос о возможной роли ее как границы Азиатской и Американской плит, предположительно намеченной Э. Буллардом (1971).

На палеозойском этапе развития Кордильерской геосинклинали Аляски эта зона являлась областью относительного воздымания; для нее характерен сокращенный разрез нижнепалеозойских пород (не более 500 м) по сравнению с западной и юго-восточной частями Аляски, где мощности этих образований, согласно Б. Х. Егiazарову (1964), соответственно достигали 3—4 и 7 км. В течение мезокайнозойского этапа эта структура служила барьером, по обе стороны от которого тектонические движения внутри продольных структурно-фациальных зон имели различный характер.

Эта структура разделяет западную и восточную части Северной Арктической равнины, испытывавшие разнонаправленные тектонические движения. В восточной части равнины (провинция Белых Холмов) в позднекайнозойское время произошло относительное воздымание,

в результате чего в ядрах куполовидных морфоструктур обнаружались дислоцированные третичные отложения. В западной части (провинции оз. Тешекпук) неконсолидированные четвертичные отложения имеют значительную мощность и лежат непосредственно на меловых образо-

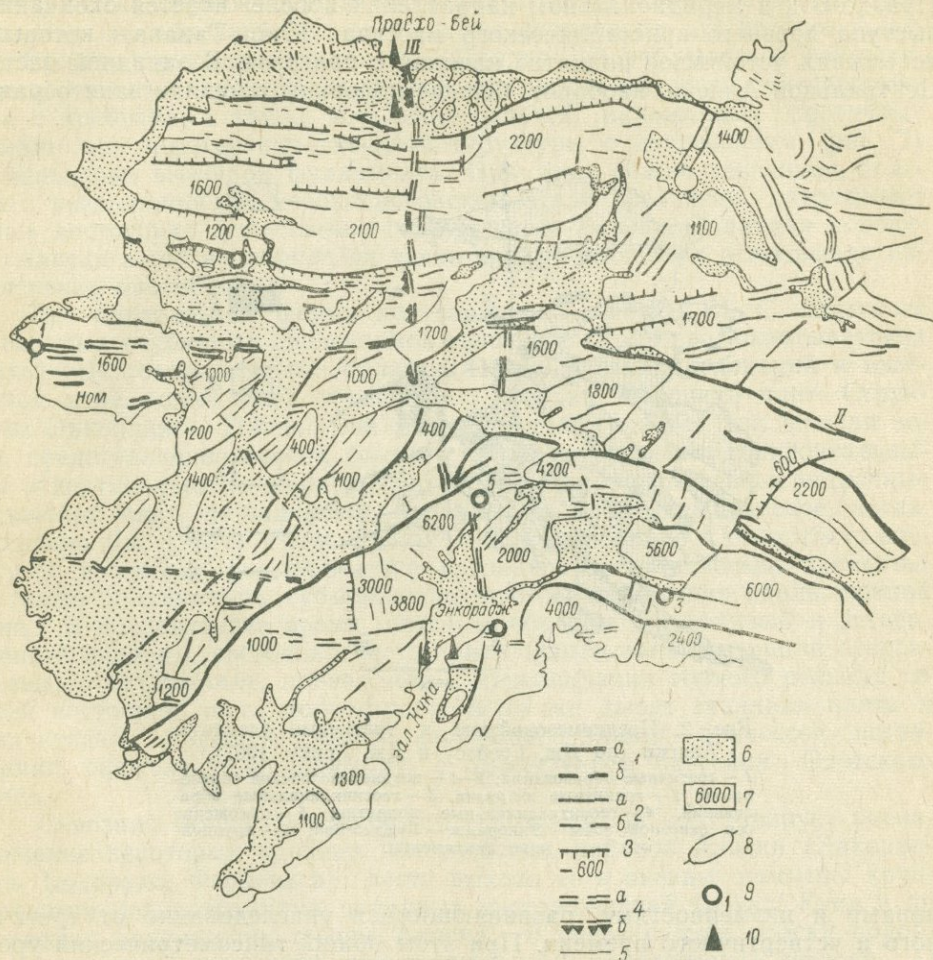


Рис. 1. Схема линейных элементов в морфоструктуре Аляски.

1 — крупнейшие линейменты: а — хорошо выраженные, б — выраженные фрагментарно (I — система Динели, II — разлом Тинтина); 2 — прочие линейные элементы: а — хорошо выраженные, б — выраженные фрагментарно; 3 — гипсометрические ступени вдоль линейных морфоструктур и их относительная величина; 4 — сквозные зоны (а) и ступени региональных фоновых высот рельефа вдоль них (б) (III — зона Энкорадж — Прадхо-Бей); 5 — границы морфоструктур; 6 — области распространения равнин и низменностей; 7 — области распространения горного рельефа и максимальные значения фоновых высот водоразделов; 8 — куполовидные морфоструктуры; 9 — крупнейшие месторождения: 1 — редкометальное Лост-Ривер, 2 — Руби-Крик, 3 — Коппер, 4 — Энкорадж, 5 — Фербенкс; 10 — крупнейшие нефтяные месторождения.

ваниях формации Колвилл. Субмеридионально вдоль этой структуры ориентированы выступы погребенного докембрийского фундамента — поднятие Мид и выступ Барроу.

Структура Энкорадж — Прадхо-Бей, расположенная в пределах антиклинория хр. Брукса, который обособился в качестве положительной морфоструктуры со средней юры, выражена системой поперечных дислокаций и меридиональных складок. К востоку от нее наблюдается значительное расширение хребта, он наращивается массивным поднятием, сложенным в центре древними кристаллическими породами. К во-

стоку от 151° з. д. резко сужается провинция предгорий, расположенная между Арктической равниной и хр. Брукса: отсутствует несколько промежуточных ступеней рельефа, деформируются плановые очертания с сильным изгибом к югу (см. рис. 1).

В пределах Центральной Аляски вблизи структуры Энкорадж — Прадхо-Бэй в меридиональном направлении прослеживается окончание выступа древнего кристаллического массива Юкон-Танана, который испытывал устойчивое поднятие начиная с палеозоя. В западной части Центральной Аляски, наоборот, больше половины площади занято рав-

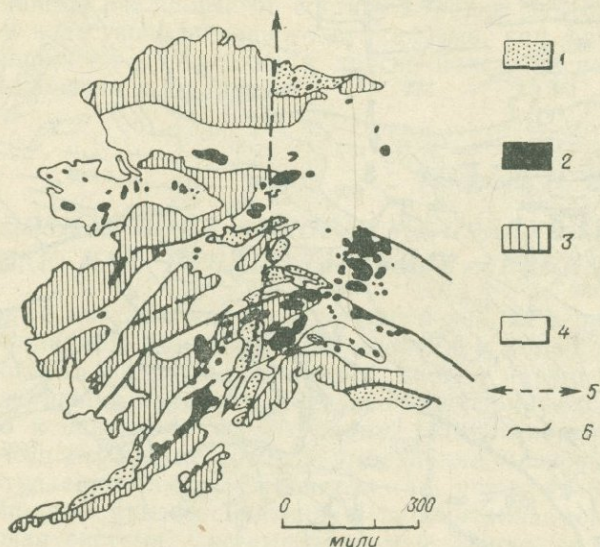


Рис. 2. Позднемезозойские и третичные элементы Аляски (по Дж. Грейтсу и Дж. Грику, 1967).

1 — третичные образования; 2—4 — позднемезозойские образования: 2 — гранитные интрузии, 3 — геосинклинальные образования, 4 — геоантиклинальные поднятия; 5 — положение оси сквозной зоны Энкорадж — Прадхо-Бэй; 6 — крупнейшие линеаменты.

нинами и низменностями, развивающимися унаследованно от третичного и четвертичного времени. При этом общий гипсометрический уровень распространенных здесь плоскогорий и горных массивов не превышает 1200 м и в среднем на 500—700 м ниже уровня массива Юкон-Танана. В поле высот современного горного рельефа в пределах Центральной Аляски отмечается крупная гипсометрическая ступень вдоль сквозной структуры Энкорадж — Прадхо-Бэй.

На Южной Аляске субмеридиональная система дислокаций хорошо проявлена в пределах залива Кука, где соответствующим образом ориентированы верхнемеловой и третичный прогибы, складчатость и разрывные нарушения. В пределах хребтов, расположенных вдоль этой структуры, отмечаются коридор, размыкание крупных батолитов, субмеридиональные наложенные третичные и четвертичные депрессии. По результатам морфоструктурного анализа можно судить о системах крупных поперечных сдвигов вдоль этой зоны в пределах Аляскинского хребта, смещающих продольные нарушения и отдельные максимумы высот горного рельефа (см. рис. 1).

Наряду с этим, так же как и для предыдущей области, здесь отмечается крупная гипсометрическая ступень для высокого яруса гор, причем максимумы высот (до 6 тыс. м) сосредоточены к востоку от сквозной структуры Энкорадж — Прадхо-Бэй.

По сейсмическим данным Ричтером и Мэтсоном (1971) сделано предположение о существовании в этой части территории скрытого разлома, переходящего в систему нарушений, контролирующих Алеутскую вулканическую дугу. Таким образом, различно выраженные звенья поперечных дислокаций объединяются на Аляске в единую сквозную систему, отсекающую западную часть полуострова. Именно эта структура является своеобразной «осью» перегиба складчатых дуг хребтов Аляски. Вблизи структуры Энкорадж — Прадхо-Бэй наблюдается размыкание поперечных сгущений крупных интрузивных массивов при пересечении с хребтами, а также появление цепочек наложенных третичных впадин при пересечении сквозной структуры с депрессиями (рис. 2) и появление выступов фундамента. При этом общие тенденции большего воздымания на мезокайнозойском этапе развития охватывают лишь восточную, существенно горную часть Аляски. Западная половина Аляски в тот же период на значительных площадях испытывала интенсивные прогибания.

Все приведенные факты подтверждают гипотезу Н. С. Шатского о скрытых глубинных дислокациях сквозного характера, охватывающих различные геоструктурные области. Природа этих дислокаций в известной мере может быть объяснена с позиций тектоники плит. Структура Энкорадж — Прадхо-Бэй может рассматриваться как шовная зона, представляющая собой границу плит с различными горизонтальными и вертикальными движениями. При этом горизонтальные встречные движения плит, по-видимому, проявлялись в среднем мезозое, когда, согласно Дж. Гейтсу и Дж. Грику (1967), «основание Аляски было изогнуто» и начали формироваться дуговые геотектонические элементы, а также складчатость субмеридионального направления вдоль шовной зоны. В последующее время, главным образом в третичный и четвертичный периоды, восточная часть плиты испытывала тенденции относительного воздымания, приведшего к консолидации горного рельефа на всей восточной части полуострова. В то же время западная плита в значительно большей степени испытывала влияние процессов погружения, связанных, по-видимому, с оформлением бассейна Охотского моря.

Сквозная структура Энкорадж — Прадхо-Бэй контролирует расположение некоторых крупных золотоносных районов Аляски (Энкораджа, Колорадо, Фэрбенкса): места выхода ее в океаны отмечены крупнейшими концентрациями нефтяных месторождений (в зал. Кука и на северном арктическом склоне Аляски). В связи с этим поиски подобных структур могут иметь непосредственный практический интерес.

В. А. Унков
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

МЕЗОЗОЙСКО-КАЙНОЗОЙСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ АФРИКИ И ТЕКТОНИКА ПЛИТ

1. Выделяются следующие мезокайнозойские тектонические и металлогенические провинции Африки: Атласская область альпийской складчатости; области сводовых поднятий и рифтов; внутрикратонные впадины (синеклизы и прогибы); приокеанические периферийные прогибы.

2. Атласская область включает различно построенные северный и южный ряды складчатых структур и междугорье плитного строения на герцинском складчатом основании. Последнее подстилает альпийские складчатые комплексы на западе. На крайнем востоке их основание может быть более древним, но всюду, несомненно, до начала мезозойского развития была континентальная кора. Помимо расчленения на

продольные тектонические зоны близширотного (ВСВ) простираения, очень резко выражена секущая зональность, связанная с линеаментами в основном северо-восточного, менее северо-западного и редко меридионального простираения. Эти и общекоонтинентальные направления играют большую роль в металлогении. В северном прибрежном ряду складчатых систем Рифа и Телльского Атласа выделяется геосинклинальная зона с вкрапленными в нее докембрийскими срединными массивами; широко развиты надвиги и шарриажи, образующие обширную площадь аллохтонных тектонических покровов. Магматическая деятельность в Атласской области в целом проявлена ограниченно. Широко проявлены в общем небольшие базальтовые излияния в позднем триасе, на границе герцинского и альпийского циклов. Они имеют характер не инициального вулканизма по отношению к последнему, а скорее субсеквентного по отношению к первому. В процессе последующего развития вулканизм проявлялся несколько раз, но в разных местах неодновременно. Более концентрированы позднегерцинские и четвертичные излияния базальтов, андезитов и риолитов в прибрежной полосе геосинклинальной зоны, вблизи которой было сосредоточено большинство и более ранних проявлений вулканизма (юрского, мелового). Только в этой зоне известны позднегерцинские граниты и подчиненные им менее кислые и основные породы. Небольшие тела их наиболее развиты в Кабильских срединных массивах.

3. Минерализация Атласской области довольно пестрая, но некоторые рудные формации и месторождения (W, Au, U, F) встречаются крайне редко и ничтожны по размерам. Преобладающую роль играют свинцово-цинковые месторождения, иногда с медью, карбонатно-железорудные, значительны месторождения ртути, сурьмы (со свинцом и цинком), барита и целестина. Все эти проявления взаимосвязаны; встречается смешанная, например сурьмяно-ртутная, минерализация. При общности суммарного состава и основных черт минералогии (которая, впрочем, пока изучена лишь в первом приближении) месторождения различны по форме, вмещающим породам и другим формационным признакам. Металлогенически наиболее важно выделение стратиформных и близких к ним месторождений, а также жильных, штокерковых, приуроченных к зонам дробления. Метасоматические штокообразные залежи, присущие в основном железорудным месторождениям, располагаются между этими двумя группами.

4. Вся обширная Атласская область (вместе с Бетийской областью Южной Испании) представляет единую металлогеническую провинцию. Отчетливо выделяются закономерные связи размещения месторождений со структурами локального значения (низших порядков) — с отдельными антиклиналями, диапирами, горстами, обычно в той или иной мере конседиментационными, а отсюда с зонами сокращенных разрезов. Для стратиформных месторождений характерна близость к перерывам и несогласиям в разрезе; на западе — к палеозойскому цоколю, на востоке — к выходам триаса, играющего здесь особую роль. Имеют значение также палеогеографические и седиментологические факторы — близость береговых линий, карбонатность отложений, наличие седиментационных брекчий и конгломератов и др. Месторождения Кабильских массивов сравнительно часто пространственно совмещены с гранитными интрузиями или полями эффузивов. Эти совпадения, однако, не производят впечатления закономерных, так как в таких случаях не обнаруживаются ни ожидаемых особенностей состава рудных тел или окорудных пород, ни зональности по отношению к интрузиям либо вулканическим аппаратам в рудных полях и районах.

Речь идет в данном случае о промышленных месторождениях свинца и цинка (с медью) или железо-карбонатных. Имеются другие месторождения, генетически или парагенетически связанные с интруз-

зиями, — это скарновые с шеелитом, пегматитовые и жильные с оловом, по-видимому, также жильные золоторудные, трещинные урановые, но они единичны и ничтожны по размерам и значению.

5. Металлогеническая зональность более крупного плана сложна и связана как с продольной, так и с поперечной тектонической зональностью. Явную роль играют зоны северо-западного простирания, нередко еще не нашедшие достаточного отражения на геологических картах, но проявленные в ряде структурных и металлогенических признаков. Пересекаясь с продольными зонами (Рифско-Телльская, Месеты — Высокие плато, Высокий, Сахарский и Тунисский Атласы), они обуславливают чередование более или менее интенсивно и слабо минерализованных участков.

Поперечная зональность проявляется самостоятельно и в изменении характера продольной. На крайнем востоке последняя не проявлена, ибо здесь выклинивается складчатая система Телльского Атласа и плитообразное междугорье Высоких плато. В Тунисском Атласе и прилегающих районах размещены наиболее крупные карбонатно-железородные месторождения Атласской области. Многочисленны свинцово-цинковые месторождения. Особенностью Тунисского Атласа является тесная пространственная связь месторождений с крупными диапирами триаса и меловыми рифами.

Западнее минерализация распределяется в антиклинальных структурах всех продольных зон, но промышленные месторождения сосредоточены в основном в срединных массивах Кабилий и их ближайшего обрамления. Минерализация здесь наиболее разнообразна благодаря присутствию крупных ртутных месторождений и сурьмяно-полиметаллических, сурьмяно-ртутных и ранее упомянутых второстепенных месторождений. Месторождения почти отсутствуют или крайне редки в аллохтоне и особенно во флишевых покровах, где их практически нет.

Еще западнее месторождения встречаются реже, но концентрации в них свинца и цинка более значительны. Основная особенность части Атласской области между меридианами 1 и 6° з. д. — сосредоточение этих металлов в крупных стратиформных месторождениях, расположенных в плитообразной зоне Высоких плато. Эти месторождения приурочены в основном к самым низам мезозоя, причем наиболее значительные — к доломитам нижней юры, в местах ее наименьшей мощности и выпадения триаса.

6. С зонами сводовых поднятий и рифтов на Африканской платформе связаны проявления вулканизма от раннемезозойского до современного. Интрузивные проявления в основном представлены щелочно-основными интрузиями, в том числе кимберлитов, и щелочными интрузиями с карбонатитами. Первые, как известно, обусловили создание в Африке важнейшей в мире алмазной суперпровинции, ко вторым приурочены месторождения ниобия и тантала, в основном в форме пирохлора, частью с фосфором, редкими землями и др. Более тесно связаны со сводами и рифтами карбонатиты с редкими металлами, тогда как зоны кимберлитов распространены более широко по платформе.

Металлогенически важны молодые субщелочные граниты мелового возраста (160 млн. лет), ассоциирующие с собственно щелочными породами. На плато Джос их характерные кольцевые интрузии распространены в более эродированной части, заменяясь эффузивами в местах более высокого эрозионного среза. С ними связана тантало-ниобиевая минерализация в форме колумбита и пирохлора, а также промышленная оловоносность. От сводового поднятия Северной Нигерии зона распространения молодых гранитов прослеживается меридионально на север до южных отрогов массива Хоггар.

Интенсивная вулканическая деятельность в зонах сводовых поднятий, как сочетающихся с рифтовыми долинами, так и без них, продолжается до настоящего времени. Состав лав главным образом базальтовый, но имеются андезиты, и в ряде мест (Хоггар, Тибести и др.) встречаются экструзии фонолитов, трахитов и др. Их глубинными аналогами являются, очевидно, более древние щелочные интрузии.

7. Зоны опускания — платформенные прогибы и синеклизы — пока почти не охарактеризованы с металлогенической стороны. Некоторым исключением является прогиб Карру, который формировался начиная с карбона до юры включительно; впоследствии он присоединился к общему поднятию Южной Африки. Развитие этого прогиба завершилось формированием раннемезозойской трапповой формации долеритов, с которыми связано медно-никелевое месторождение Инсизва.

8. Приокеанические периферийные прогибы представляют большой интерес, и в частности в аспекте тектоники плит. Они имеются как на западном (также юго-западном и южном в Гвинейском заливе), так и на восточном побережье Африки. В них обнаружены мезозойские и кайнозойские толщи мощностью до 6—8 км. В некоторых местах наблюдается складчатость или отдельные линейные складки. В основном это моноклинальные структуры, наклоненные в сторону океана. Часть их находится в море, где их структура еще менее изучена, чем на материке. В районе низовьев Нигера, его притока Бенуе и Гвинейского залива наблюдается сложное сочетание системы грабенов и настоящих рифтов нескольких направлений и складчатого приокеанического прогиба. Складчатость мезозоя и кайнозоя наблюдается и в грабенах. В этом районе можно видеть чередование периодов растяжения (рифты) и сжатия (складчатость) во времени. Здесь же получили некоторое развитие малые основные интрузии и свинцово-цинковая минерализация.

9. Возможные связи мезозойско-кайнозойской тектоники и металлогении Африки с глобальной тектоникой, и в частности с гипотезой тектоники плит, в самом общем виде проявляются в сопоставлении растяжения и сокращения земной коры в различных структурных областях и зонах континента и его ближайшего окружения. Области сводовых поднятий и рифтов являются бесспорно областями доминирующего растяжения в течение мезозоя и кайнозоя, хотя периодически растяжение сменялось сжатием. Области относительного сжатия в известные периоды являлись приокеанические прогибы. Размеры скупивания в этих структурах трудно оценить, так как их глубины не изучены.

Областью максимального сокращения, скупивания и сжатия земной коры является Средиземное море и обрамляющие его альпийские складчатые сооружения. Атласская складчатая область является частью этих сооружений.

Согласно гипотезе тектоники плит, Средиземноморско-Гималайская альпийская зона в современную и близкую к современной эпоху в целом является границей Африканской и Индоавстралийской плит, с одной стороны, и Европейско-Азиатской — с другой. Эта граница в настоящее время существенно внутриконтинентальная. Однако в более ранние времена (в пределах мезокайнозоя), согласно многим реконструкциям, здесь простирался широкий океан Тетис. И, следовательно, северная граница Африканской плиты (как и южная граница Евразийской) была или могла быть океанической.

В настоящее время в Средиземном море существуют две сравнительно короткие зоны с определенной упорядоченностью расположения гипоцентров землетрясений разной глубинности и проявлений вулканизма, в известной мере аналогичные зонам Беньофа: Калабрийская и Критская.

На западе, по обоим берегам моря Альборан, мезозойские прогибы и складчатые сооружения, образовавшиеся из них, развивались, несомненно, на континентальной коре, сформированной в герцинскую и более ранние тектонические эпохи. Альпийские эвгеосинклинали здесь отсутствуют. Ближайшие эвгеосинклинальные зоны с офиолитами находятся в Альпах и особенно в Динаридах и Эллинидах. Отметим, что офиолитовые зоны, по крайней мере в их настоящем положении, параллельны тектоническим структурам, секущим продольную зональность Атласской области и во многом определяющим расположение ее металлогенических зон. В крупном плане межконтинентальной тектоники и металлогении Атласская область является в целом удаленной внешней мегазоной по отношению к осевой эвгеосинклинальной зоне Восточно-Средиземноморской складчатой области.

Отдаленность от эвгеосинклинальной оси складчатой области Восточного Средиземноморья хорошо увязывается с общим характером Западно-Средиземноморской металлогенической провинции. Для нее характерно почти полное отсутствие ряда рудных формаций, обычно приуроченных к проявлениям магматизма полноразвитых эвгеосинклинальных складчатых поясов, и развитие типов минерализации, слабо связанных или вовсе не связанных с проявлением магматизма.

Прибрежная (Рифско-Кабильская) геоантиклинальная зона Атласид в позднюю стадию развития складчатых систем Западного Средиземноморья стала зоной наибольшего растяжения, сменившего интенсивное сжатие и скупивание более раннего периода (начала неогена). Следствием этого растяжения явилось оседание осевой части складчатого сооружения и образование впадины моря Альборан. Повышение проницаемости казалось бы «жестких» Кабильских массивов способствовало проникновению именно в них коровых гранитных магм, сформировавших малые интрузии. Незначительная металлогеническая роль последних показывает, что образование локальных и небольших магматических очагов в определенных тектонических условиях недостаточно для создания соответствующей металлогении.

В. В. Козлов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев
(Москва, НИЛЗарубежгеология)

ПЛИТОВАЯ ТЕКТНИКА И ЗОНАЛЬНОСТЬ МАГМАТИЗМА И ОРУДЕНЕНИЯ В ЗАПАДНОМ СРЕДИЗЕМНОМОРЬЕ

В соответствии с представлениями сторонников плитовой тектоники (Мак-Кензи, 1970), в Западном Средиземноморье проходит граница между Евразийской и Африканской плитами. Эта граница намечена по Азорско-Гибралтарскому подводному хребту, вдоль которого происходит образование коры, сопровождаемое расширением океанического дна (Ле Пишон и др., 1971). Восточнее эта граница тянется по северному побережью Африки, от Эр-Рифа, вдоль выступов кристаллического основания Кабилид и далее в Сицилию. На этом отрезке предполагается уничтожение коры в результате смещения Африканской платформы к северу от Евразийской платформы. При этом должно происходить погружение обширного участка коры субокеанического типа, развитой в пределах Алжиро-Прованской глубоководной котловины Средиземного моря, под плиту континентальной коры Северной Африки. С этим процессом связывается образование сложной чешуйчато-надвиговой структуры северных частей Атласа. Тетис мелового и палеогенового времени рассматривается как обширный океан, остатком которого является современное Средиземное море (Силвестер-Бредли, 1968). При такой концепции сокращение праокеана Тетис с по-

грузением океанической плиты под Африканский континент должно было произойти в основном в неогене.

В последнее время появились попытки связывать размещение оруденения и магматической активности с положением погружающейся океанической плиты, которое определяет латеральную магматическую и металлогеническую зональность (Зонешайн и др., 1973) в каждую из эпох такого погружения. Авторы настоящего сообщения поставили задачу — сопоставить развитие магматизма и оруденения с предполагаемым погружением океанической плиты в течение одной лишь неогеновой эпохи для территории Северной Африки. В случае справедливости представлений о связи оруденения с погружающейся океанической плитой при удалении от места погружения плиты должны возникать рудные и магматические формации все более молодого возраста.

В рассматриваемом районе отчетливо проявлена широтная зональность полиметаллического, ртутного и сурьмяного оруденения эпитепидеального типа. На крайнем юге территории оруденение возникло на рубеже олигоцена и миоцена. Севернее последовательно прослеживаются полосы оруденения раннемиоценового и плиоценового возраста. На крайнем севере территории, у побережья Средиземного моря, возраст оруденения становится средне- или позднемиоценовым. Следовательно, зональность с развитием оруденения разного возраста не может быть связана с гипотетическим погружением океанической плиты, а определяется имеющейся здесь тектонической зональностью.

Вулканическая и интрузивная деятельность была проявлена лишь на крайнем севере этой территории. Здесь выделяются ранне- и позднемиоценовые интрузивные комплексы. При этом полоса раннемиоценовых интрузий располагается несколько южнее массивов, внедрившихся в конце миоцена. Такое расположение разновозрастных интрузий также находится в противоречии с представлениями плитовой тектоники. В отношении проявлений вулканизма нет четкой зональности, так как вдоль побережья Средиземного моря здесь протягивается единая вулканическая дуга. Однако наиболее древние вулканы, образовавшиеся, вероятно, на рубеже олигоцена — миоцена, развиты только вдоль южной окраины этой дуги. Основную часть дуги слагают миоценовые эффузивы, и лишь на крайнем северо-западе, в Эр-Рифе, проявлен вулканизм андезитовой формации плиоценового возраста. Следовательно, и в отношении вулканизма наблюдается обратная зональность по сравнению с той, которая должна была бы определяться в связи с погружением субокеанической плиты Тетиса.

Приведенные материалы показывают, что распределение оруденения интрузий и вулканизма на севере Африканского континента нельзя объяснить погружением плиты литосферы. В распределении гидротермально-магматических проявлений основную роль играет тектоническая зональность, связанная с развитием Магрибской геосинклинали и активизацией сопредельной эпиплатформенной орогенной области Атласа.

Логическим следствием этих представлений может явиться отрицание, по крайней мере для рассматриваемой территории Западного Средиземноморья, концепций плитовой тектоники, которая встречается здесь и другие возражения, основанные на палеогеографических и тектонических данных. Отмечается общность строения разрезов мезозоя и кайнозоя по обе стороны от предполагаемой границы плит (Атлас и Бетская Кордильера), что свидетельствует о близости условий образования этих толщ. Бетская Кордильера и цепи Атласа имеют симметричное тектоническое строение по отношению к Алжиро-Прованской глубоководной котловине с корой субокеанического типа, с образованием которой следует связывать формирование этой котловины, а не с ее положением на гипотетической границе Евразийской и Африканской плит.

IV. ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ И ПРОБЛЕМЫ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ

В. А. Кузнецов
(Новосибирск, Ин-т геологии и геофизики СО АН СССР)

ЭЛЕМЕНТЫ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ И ВАЖНЕЙШИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Исследования в ртутных провинциях СССР, главным образом Сибири и Дальнего Востока, и анализ публикаций по геологии ртутных месторождений мира позволяют сделать некоторые выводы о важнейших закономерностях размещения ртутного оруденения.

1. Ртутные и сурьмяно-ртутные месторождения относятся к группе гидротермальных низкотемпературных приповерхностных месторождений. Среди них выделяются вулканогенные, эпитеермальные и телетермальные. Все они обнаруживают в разной степени отдаленную парагенетическую связь с подкоровым базальтоидным магматизмом или с глубинными внемагматическими рудогенерирующими очагами. Источником рудного вещества является в основном вещество мантии Земли.

2. Ртутные месторождения локализуются преимущественно в геосинклинальных и складчатых поясах, главным образом в геосинклиналях типов В (Малый Кавказ) и С (Южный Тянь-Шань) по В. И. Смирнову (1962), характеризующихся интенсивным магматизмом на поздних стадиях развития. Отмечается приуроченность ртутного оруденения к зонам эвгеосинклинальных трогов с магматизмом и металлогенией фемического профиля. Менее отчетлива связь ртутного оруденения с геосинклинальными поясами других типов, в том числе поясами с преимущественно внутрикоровым гранитоидным магматизмом и металлогенией сиалического профиля.

Кроме того, ртутное оруденение обычно локализуется в пределах краевых прогибов древних платформ, в авлакогенах типа Днепровско-Донецкого авлакогена и в краевых поднятиях платформ, испытавших позднепалеозойскую и мезозойскую активизацию (Китайская платформа, окраины Сибирской платформы).

Ртутное оруденение отмечается также в мезозойских краевых вулканических поясах (Охотско-Чукотский пояс). Наконец, проявления ртутного оруденения установлены в областях недавнего и современного вулканизма в альпийских геосинклинальных зонах и островных дугах (Камчатско-Курильская зона).

3. Важнейшей закономерностью является локализация ртутного оруденения в зонах глубинных разломов, в том числе в глубинных разломах, сопровождающихся гипербазитовыми поясами. Особое значение имеют зоны разломов, служивших на ранних этапах развития геосинклинальных систем границами эвгеосинклинальных трогов и внутренних поднятий. Эти зоны на более поздних этапах играли роль краевых разломов, подвижных швов, сопровождавшихся приразломными прогибами и явлениями позднепалеозойской и мезокайнозойской тектономагматической активизации, в том числе поясами малых интрузий глубинной щелочно-основной магмы. Многие из зон глубинных разломов и региональных гипербазитовых (серпентинитовых) поясов являются региональными ртутнорудными поясами.

4. Установлена закономерная приуроченность ртутного оруденения к поздним стадиям развития складчатых систем и к этапам посторогенной тектоно-магматической активизации последних, а также к активизации древних платформ. Во всех рудных провинциях мира ртутное и сурьмяно-ртутное оруденение — наиболее позднее по времени. Большинство ртутных месторождений, в том числе наиболее крупных, имеет альпийский, мезозойский и частично позднепалеозойский (герцинский) возраст.

5. Важной закономерностью является размещение практически всех ртутных провинций мира в пределах рудных поясов планетарного масштаба — Среднеземноморского (Альпийско-Гималайского) и Тихоокеанского. В пределы этих поясов входит ряд ртутных провинций СССР. К Средиземноморскому альпийскому поясу относятся ртутные провинции: Закарпатская, Крымско-Кавказская, южная часть Средне-Азиатской, Донецкая. К Тихоокеанскому поясу принадлежат провинции: Верхояно-Колымская, Охотско-Чукотская, Корьякско-Камчатская, Сахалинская, Приморская. Ртутные провинции Алтае-Саянская, Забайкальская и районы ртутного оруденения юга Казахстана и Монголии входят в выделенный автором третий трансконтинентальный ртутный пояс — Тяньшаньско-Южносибирский, или Центрально-Азиатский, связанный с областью мезозойской тектоно-магматической активизации палеозойского Центрально-Азиатского складчатого пояса (Кузнецов, 1970, 1973).

6. Новые данные по геологии дна океанов и новые идеи в области глобальной тектоники, несомненно, заслуживают внимания и требуют пересмотра многих ранее устоявшихся представлений, поскольку, по-видимому, помогут открыть новые пути выявления условий образования и закономерностей размещения эндогенных рудных месторождений.

Переосмысление имеющихся материалов по металлогении ртути с позиций новой глобальной тектоники представляется весьма перспективной задачей, разработка которой может привести к следствиям не только теоретического, но и практического характера.

Многие положения гипотезы глобальной тектоники, касающиеся ведущей роли глубинных подкоровых процессов, и многие новые факты (строение срединных океанических хребтов, эндогенная минерализация в современных рифтовых зонах и т. д.) хорошо согласуются и подкрепляют развиваемые нами представления о глубинных подкоровых источниках растворов, несущих ртутное оруденение, и мантийной природе рудного вещества ртутных руд.

С позиций новой глобальной тектоники, формирование крупнейших в мире ртутных месторождений Средиземноморского рудного пояса следует связывать с поздними стадиями развития альпийско-гималайско-индонезийского геосинклинального океана Тетис. Если это так, можно допустить, что формирование подобных месторождений происходило на поздних стадиях развития и на стадиях посторогенной активизации позднепалеозойского геосинклинального океана Палеотетис; это подкрепляет развиваемое автором представление о наличии трансконтинентального Центрально-Азиатского ртутного пояса.

В. И. Бергер
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

ЭВОЛЮЦИЯ СУРЬЯНОГО И РТУТНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПОДВИЖНЫХ ОБЛАСТЕЙ

В докладе изложены некоторые общие выводы, полученные при региональных прогнозно-металлогенических исследованиях сурьмяного и ртутного оруденения.

1. Сурьмяные и ртутные рудные формации, выделенные на структурно-вещественной основе, объединены по типическим тектоно-магматическим обстановкам в три группы (Бергер и др., 1973). Первая группа включает крупнейшие сурьмяные и ртутные месторождения стратиформного типа, размещающиеся в терригенных и карбонатных формациях прогибов (миogeосинклинальных и эпиплатформенных прогибов, авлакогенов) с редуцированным инициальным вулканизмом или отсутствием его. В эту группу входят киноварно-флюорит-антимонитовая джаспероидная, киноварная карбонатная и киноварная аргиллизитовая терригенная формации, к которым относятся крупнейшие месторождения сурьмы и ртути в разновозрастных (в пределах фанерозоя) рудных провинциях: в Тянь-Шаньской — Зеравшано-Гиссарская зона (месторождения Джигжикрут, Воланги-Дароз, Турк-Парида), Южно-Ферганская зона (месторождения Хайдаркан, Кадамджай); на Русской платформе — Донбасская зона (Никитовское месторождение); в Южном Китае — сурьмяная Сигуаньшаньская и существенно ртутная Ваньшаньская зоны с одноименными группами месторождений; в Иберийской провинции — зона Сьерра-Морена (месторождение Альмаден); в Альпийской провинции — Динарская зона (месторождение Идриа) и др. Во многих случаях стратифицированное распределение оруденения этого типа подчиняется межформационным или внутриформационным несогласиям, связанным с частными инверсиями демиссионного режима. Стратиформное сурьмяное и ртутное оруденение носит эпигенетический характер и может быть с достаточным основанием отнесено к доскладчатому этапу (до общей инверсии, до батолитового гранитообразования). Этот вывод дополнительно подтверждается примером месторождения Идриа, где поздне триасовый (доскладчатый) возраст оруденения хорошо аргументирован геологически.

Во вторую группу входят комплексные золото-антимонитовая и антимонит-сульфосольно-полисульфидная (сурьмяно-полиметаллическая) кварцево-оксепанитовые рудные формации, проявляющиеся в зонах полихронного гранитоидного магматизма и метаморфизма в геосинклинально-складчатых системах и жестких структурах обрамления. Сюда относятся значительные золото-сурьмяные месторождения Сарылах, Раздольнинское, Удереysкое, Гравелот, Ля Люсетт, Веси и др., размещающиеся на флангах зон батолитообразования на границах трогов, в периферических частях срединных и краевых массивов. Оруденение синхронизируется с многофазным гранитообразованием, но в основном (для золото-сурьмяной формации) ассоциирует с добатолитовыми диорит-гранодиоритовыми интрузиями.

Третья группа объединяет сурьмяные и ртутные рудные формации зон полифазального субаэрального вулканизма, проявляющегося преимущественно на поздней или посторогенной стадии развития геосинклинально-складчатых систем либо в связи с тектоно-магматической активизацией. В эту группу входят антимонитовая и антимонит-ферберитовая халцедон-аргиллизитовые формации сурьмяных и сурьмяно-вольфрамовых месторождений; метациннабарит-киноварные халцедон-карбонатно-аргиллизитовая, листовенитовая, опалитовая и травертиноглинистая ртутные формации, представленные большим числом месторождений, среди которых крупнейшие — Монте-Амиата, Хуанкавелика, Нью-Альмаден и др. Оруденение ассоциирует с полидифференцированными вулканическими сериями на флангах и «торцевых окончаниях» вулканогенных поясов и зон, размещающихся на геосинклинально-складчатом основании (часто гетерогенном) и метаморфических комплексах.

2. Месторождения сурьмы и ртути указанных трех формационных групп отвечают главным стадиям направленного развития геосинклинально-складчатых областей в пределах заверщенного цикла (демис-

сионной, инверсионной и орогенной) и закономерно сменяют друг друга во времени. Возможность образования ртутных месторождений на разных этапах становления складчатых систем подчеркивалась Ю. А. Билибиным (1955) и В. Э. Поярковым (1967). Эволюция сурьмяного и ртутного оруденения в течение цикла определяется взаимодействием рудоконтролирующих факторов и факторов рудосохранения. Региональные факторы, обуславливающие проявление поздних членов в последовательности сурьмяных и ртутных формаций (гранитоидный магматизм, субаэральный вулканизм и др.), отрицательно влияют на сохранность ранних рудных скоплений, приводя к их частичной или полной трансформации и в конечном счете — к уничтожению. Рудные провинции, отвечающие областям, прошедшим полный цикл тектонического развития, содержат ранние сурьмяные и ртутные рудные формации обычно в виде реликтов. В достаточно редких случаях отмечается распространение полиформационного разновозрастного сурьмяного и ртутного оруденения (герциниды Тянь-Шаня, альпиды Динарской системы и др.).

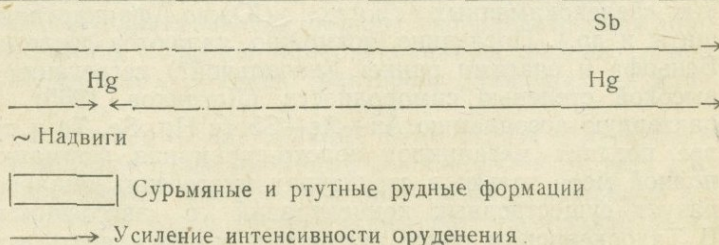
3. Региональное распределение трех групп сурьмяных и ртутных формаций в общем случае хорошо согласуется со схемой развития моноциклической геосинклинально-складчатой области кордильерского типа (по Дьюн и Берду, 1970). В пределах миогеосинклинального осадочного клина локализуются стратиформные сурьмяные и ртутные месторождения первой группы формаций; на внешнем, континентальном склоне мобильного гранитизированного ядра — сурьмяные месторождения второй группы; в разных структурных зонах подвижной области (включая эвгеосинклинальную ее часть), охваченных орогенным сводообразованием и субаэральным вулканизмом, — формации третьей группы (таблица).

Существенный тектонический фактор размещения и сохранения сурьмяного и ртутного оруденения — региональные надвиги. Соотношение оруденения разных формационных групп и надвиговых структур в целом отвечает модели надвигообразования, предлагаемой глобальной тектоникой. Стратиформные месторождения сурьмы и ртути, размещающиеся в тыловой части континентальной плиты, являются донадвиговыми (что часто маскируется последующими перемещениями рудного вещества). Пологие надвиги преимущественно гравитационного типа, не сопровождающиеся зонами метаморфизма, усложняют структуру месторождений, «бронирующие» покровы перекрывают их, предохраняя отчасти от последующей эрозии; перемещения крупных пластин искажают картину первичной латеральной рудной зональности.

Оруденение золото-сурьмяной формации (вторая группа) преимущественно синкинематическое, отчетливо контролируется системами региональных крутопадающих надвигов, сопровождающихся смятием, рассланцеванием, милонитизацией пород (Яно-Колымский пояс, Енисейский кряж и др.). Ртутные месторождения листовитовой формации и отчасти других формаций третьей группы связаны с мощными региональными надвигами во фронтальной части континентальных плит (палеозонах Бенюфа). Они выражены узкими поясами глаукофановых сланцев, меланжем, протрузиями гипербазитов, подчеркивающими глубинный характер этих структур. Э. Бейли (1973) первым указал на планетарную связь размещения ртутных месторождений с зонами Бенюфа. Распространение значительных рудоконцентраций ртути за пределами структур, которые могут интерпретироваться как «зоны всасывания», не позволяет считать их универсальным рудоконтролирующим фактором. Тяготая к региональным надвигам, ртутное и сурьмяное оруденение третьей группы формаций, в том числе и листовитовой, носит отчетливо постнадвиговый характер, накладывается на

Положение главных сурьмяных и ртутных формаций в моноциклической геосинклинально-складчатой области кордильерского типа

Стадии тектонического цикла	Группы рудных формаций	Структурные зоны		
		Палеозона Бенюфа	Мобильное гранитизированное ядро	Многеосинклиналь
Орогенная	Зон полифа- циального субаэрального вулканизма			Метациннабарит-киноварная опалитовая
				Метациннабарит-киноварная халцедон-карбонатно-аргиллизитовая
		Метациннабарит-киноварная лиственитовая		Антимонитовая халцедон-аргиллизитовая, антимонит-ферберитовая халцедон-аргиллизитовая
Инверсионная	Зон поли- хронного гра- нитоидного магматизма			Антимонит-сульфосо- льно-полисульфидная кварцево-оксепалитовая
				Золото-антимонитовая кварцево-оксепалитовая
Демиссионная	Прогибов с редуци- рованным ини- циальным вулканизмом или отсутст- вием его			Киноварно- флюорит-антимо- нитовая джаспе- роидная, кино- варная карбонат- ная, киноварная аргиллизитовая терригенная



структуру надвигов, часто пересекая их вдоль сбросов, связанных со сводообразованием. Таким образом, формирование месторождений разных формационных групп происходит в отличающихся геодинамических условиях: первой группы — до этапа регионального сжатия в подвижной области, второй группы (золото-сурьмяных месторождений) — в период сжатия и третьей группы — после этапа сжатия, но в зонах, где оно достигало максимальных значений.

4. Распределение сурьмяных и ртутных месторождений разных формационных групп подчиняется преимущественно ортогональному узору разломной тектоники. Многие рудоконтролирующие разломы могут быть квалифицированы как трансформные. В пределах Тихоокеанского пояса крупные ртутные узлы вулканогенных зон размещаются на пересечении продольных по отношению к геосинклинально-складчатым структурам разломов поперечными. Последние носят характер трансрегиональных межблоковых швов и находят продолжение в системах современных трансформных разломов ложа Тихого океана (Кинг, 1968; Радкевич, 1971, 1973; Ичиксон, Бергер, 1971, 1972; Фаворская, 1971). Длительная активность этих разломов от докембрия до кайнозоя, консерватизм в их размещении в разновозрастных структурно-формационных зонах материков, пересечение ими границ плит при сходном «пенальном» характере сдвиговых перемещений в материковых и океанических плитах не находят пока удовлетворительного объяснения с позиций глобальной тектоники.

5. Главные сурьмяные и ртутные рудные формации распространены в разновозрастных подвижных областях фанерозоя без существенных изменений вещественно-структурных параметров и условий размещения. Для стратиформного оруденения первой группы формаций предварительно намечается одна из широко распространенных в герцинских системах эпох рудообразования — девон — ранний — средний карбон (Тянь-Шань, Марокканский Риф, Иберия и др.). Кембрийская, триасовая, меловая и другие эпохи выражены менее отчетливо. Не исключена возможность обнаружения оруденения этого типа в позднекембрийских карбонатных толщах; признаки минерализации имеются в обрамлении Сибирской платформы. Сурьмяные и ртутные месторождения третьей формационной группы ассоциируют с субэкральными вулканами девонского возраста в каледонидах Алтае-Саянской области и Центрального Казахстана, пермского — в герцинидах Тянь-Шаня и Восточного Казахстана, мелового — в мезозоидах Тихоокеанского пояса, кайнозойского — в большинстве альпийских складчатых систем. Для месторождений сурьмы и ртути первой и третьей групп начало фанерозоя, возможно рифей, является четким пределом распространения в древних образованиях, определяемым общей направленной эволюцией литосферы.

Золото-сурьмяная формация второй группы резко выделяется среди других сурьмяных и ртутных рудных формаций, непрерывно проявляясь в подвижных областях разного возраста — от позднеархейских (3,5—2,7 млрд. лет) до мезозойских. В пределах древнейшего мегацикла (в понимании Д. В. Рундквиста, 1971) крупные золото-сурьмяные месторождения локализуются исключительно в протоэвгеосинклинальных «зеленокаменных трогах» (Южно-Африканский, Австралийский щиты и др.). Последние, возможно, являются древними аналогами зон Беньофа и очагами ранней (начальной?) сегрегации ряда металлов с высокой степенью самородности (Летников, 1965), включающего характерную ассоциацию $\text{Au}-\text{As}-\text{Sb}$ (с Hg , Se , Te и др.). В течение более поздних мегациклов золото-сурьмяная формация проявляется в полной мере только в структурах многоэвгеосинклинального типа и не образует существенных концентраций в эвгеосинклинальных зонах. В Тихоокеанском поясе суммарная интенсивность полиформационного

сурьмяного оруденения (в том числе и золото-сурьмяного) возрастает от океана в глубь континентов, коррелируясь с увеличением мощности гранитно-метаморфического слоя коры — степени ее континентальности (Бергер, 1971). Очевидно, резкое изменение условий регионального размещения золото-сурьмяной формации на границе протерозойского цикла связано с фельсифильными тенденциями в поведении сурьмы (Бурков, Васильев, 1973), обуславливающими ее преимущественную концентрацию в сиалической части коры по мере становления последней.

С. В. Москалева
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

РИФТОГЕНЕЗ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГИПЕРБАЗИТОВ

Исследованиями последних лет установлено, что существуют две главные гипербазитсодержащие первичные формации — дунит-гарцбургитовая и дунит-диаллагит-габбровая. Каждая из них характеризуется особым, свойственным только ей составом пород и руд, спецификой их соотношений как между собой, так и с окружающими толщами, особым строением массивов, сложенных ее породами. Так, дунит-гарцбургитовая формация (I) — мантийная, является материнской для руд хрома, асбестов, талька, магнезита; с породами дунит-диаллагит-габбровой формации (II), возникающей в нижних горизонтах коры, связаны месторождения платиноидов и титаномагнетитовых руд.

Наряду с этими двумя самостоятельными и независимыми формациями существует ассоциация пород, представляющих серию постепенных переходов от пород I формации к породам II формации, вследствие чего этой ассоциации присущи, с одной стороны, черты состава и строения, свойственные как дунит-гарцбургитовой, так и дунит-диаллагит-габбровой формации, а с другой — дополнительные особенности полезной минерализации, заключающиеся в приуроченности к ней медно-никелевых руд, что отличает ее от первых двух формаций. Анализируя особенности этой ассоциации, мы пришли к выводу, что такая группа пород не представляет самостоятельной формации, а является промежуточным гарцбургит-дунит-клинопироксенит-габбровым межформационным типом (Москалева, 1968, 1971).

Учитывая строгую металлогеническую специализацию формаций, следовало бы ожидать, что в каждом из их массивов при более или менее однотипном составе пород должны были бы присутствовать и однотипные по составу и объему рудные месторождения. Между тем это далеко не так, и разные массивы одной и той же формации при валовом одинаковом составе пород обладают различными размерами заключенных в них рудных тел и различным качеством руд. Размеры массивов и сложенных ими поясов также неодинаковы и специфичны для различных регионов, вследствие чего выделяются, например, фемический, фемически-салический и салический типы складчатых областей. Неравномерно распределение гипербазитсодержащих масс и в пределах одного региона и даже пояса. В связи с этим встает вопрос о выявлении причин, обуславливающих объемы гипербазитсодержащих масс и заключенной в них полезной минерализации в пределах пояса, региона, складчатой системы, а также факторов, влияющих на качество руд.

Специальные исследования, проведенные нами с этой целью, показали, что породы и металлические полезные ископаемые всех трех рассмотренных выше ассоциаций возникают в глубинных условиях. В условиях же более высоких слоев земной коры все они подвергаются лишь преобразованиям, которые обуславливают рассеяние и уничтоже-

ние металлических полезных ископаемых и появление серии неметаллических (Москалева, 1970). Устанавливается, что каждая из стадий этих преобразований фиксируется структурной позицией гипербазитовых поясов, независимой от формационной принадлежности слагающих их масс.

Анализ размещения гипербазитовых поясов различных складчатых областей мира (Москалева, 1968, 1969, 1971) показал, что в их распо-

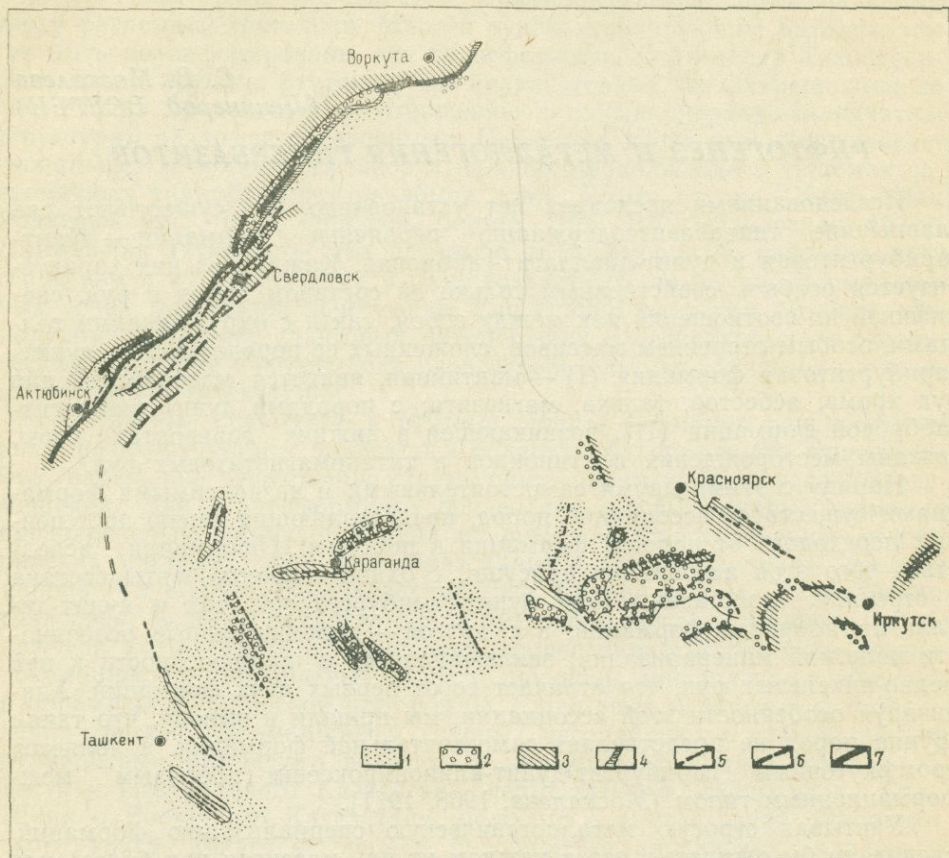


Схема размещения гипербазитовых поясов в палеозойских складчатых областях СССР. 1 — герциниды (на Урале — уральды); 2 — каледониды (на Урале — доуральды); 3 — образования докембрия; 4 — породы дунит-диаллагит-габбровой формации; 5 — гипербазитовые пояса III типа; 6 — гипербазитовые пояса II типа; 7 — гипербазитовые пояса I типа.

ложении устанавливается четкая закономерность, повторяющаяся в различных регионах, причем размеры, степень раздробленности, характер и интенсивность метаморфизма гипербазитовых масс, а также ассоциация окружающих их пород специфичны для поясов определенной структурной позиции. Это позволило выделить три главных типа поясов (рисунок). Пояса I типа залегают на границе эвгеосинклинали со стабильной рамой, располагаясь частично в пределах последней и погружаясь под ее образования. Они сложены крупнейшими сплошными массами трансрегионального протяжения и, образуя борта рифтовых долин, залегают *in situ*, корнями уходя в мантию или в низы базальтового слоя. Их массивы (тысячи квадратных километров) обладают единой ориентировкой элементов прототектоники, независимой от структур рамы и региона. Породы серпентинизированы в лизардитовой фации. В ряде случаев устанавливается трансгрессивное

налегание на гипербазиты окружающих осадочно-вулканогенных образований, причем эффузивные породы подходят к гипербазитам со стороны трогов, ими заполненных, и отсутствуют в зоне контакта с древними толщами.

В тех случаях, когда пояса сложены породами дунит-гарцбургитовой формации, им присуща максимальная потенциальная хромитоносность (южная и полярноуральская части Кемпирсайского пояса Урала, Великая Дайка Южной Родезии, Камчатско-Индонезийский пояс). В случае присутствия в них пород дунит-диаллагит-габбровой формации они являются наиболее перспективными на крупнейшие месторождения платиноидов и титаномагнетита (например, «платиноносный пояс» Урала).

Пояса II типа окаймляют срединные массы эвгеосинклиналей. Их протяженность и простираие определяются размерами и контурами срединных масс. Пояса состоят из тектонически разобщенных крупных гипербазитовых блоков (десятки — сотни, редко первые тысячи квадратных километров), смещенных в пределах пояса, вследствие чего прототектоника их не единообразна. Непосредственная связь блоков с мантией нарушена. Серпентинизация в зонах дробления достигает более водонасыщенных хризотиловой и антигоритовой фаций.

Этот тип метаморфизма способствует кристаллизации в зонах дробления хризотил-асбеста и в то же время выносу хрома из хромитовых руд, вследствие чего зоны развития поясов II типа потенциально максимально асбестоносны и умеренно или слабо хромитоносны («внешние» восточноуральские пояса, Южно- и Восточно-Тувинский, Дзабханский пояс Монголии, Западно-Камчатский, пакистанская, турецкая и балканская части Альпийско-Гималайского пояса). Эти пояса часто ассоциируют с породами офиолитовой серии, обнаруживая, однако, тектонический контакт с ними.

Пояса III типа представлены короткими цепочками мелких (до десятков квадратных километров) линзовидных тел (факолитов), являющихся многократно перемещенными тектоническими блоками, внедренными в осадочно-эффузивные геосинклинальные толщи. Их породы интенсивно нарушены, неоднократно серпентинизированы в наиболее водонасыщенной антигоритовой фации, на которую наложены все виды метаморфизма, охватившего окружающие их толщи. Серпентинизация антигоритовой фации приводит к глубокому изменению не только гипербазитов, но и заключенных в них хромитовых и хризотил-асбестовых руд, способствуя в итоге их полному уничтожению. В то же время в случае наложения процессов гранитизации эти пояса перспективны для появления в них антофиллит- и арфведсонит-асбестовой и тальковой минерализации. Гипербазиты этих поясов большей частью ассоциируют с полным набором пород офиолитовой серии и вместе с последними подвергаются интенсивному дроблению, перемещениям, слагают зоны меланжа и т. д. («внутренние» пояса Урала; подавляющая часть поясов Казахстана, Средней Азии и Алтае-Саянской области, палеозойских выступов Камчатско-Корякского региона, Ньюфаундленда, Аппалач; зоны меланжа Альпийско-Гималайского складчатого пояса).

На основании изучения обширных материалов автор делает следующие обобщения: 1) гипербазиты древнее окружающих геосинклинальных образований; 2) в пределах любой геосинклинальной области каждый из типов гипербазитовых поясов отражает определенную стадию эволюции глубинных гипербазитовых масс. Пояса I типа первичны для данного геосинклинального цикла; пояса II и особенно III типов являются продуктом их тектонической переработки в геосинклинальных условиях (Москалева, 1968). Урал — единственный регион мира, где присутствуют пояса всех трех типов. Пояса I и II типов здесь

приурочены к бортам грабен-синклинориев, для которых установлена рифтовая природа (Пронин, 1965; Наливкин, 1972). Эти пояса совпадают с зонами крупнейших (главных для Урала) разрывных нарушений, пересекающих гипербазиты (Москалева, 1964) и сопровождающихся в доуралидах многокилометровыми сбросами (Чудинов, 1961; Горохов, Шарфман, 1963). Гипербазиты этих поясов древнее уралид. Основываясь на структурной позиции, доуральском возрасте и ряде других фактов, мы полагаем (1968), что именно подъемом мантийных гипербазитовых масс было вызвано возникновение рифтовых долин, что в дальнейшем и обусловило формирование Уральской геосинклинали. Этот процесс способствовал нарушению целостности вышележащих коровых масс и возникновению эффузий, устремляющихся в образовавшиеся трюги. Если это предположение справедливо, то вполне вероятно, что заложение фемических геосинклиналей типа Уральской обусловлено именно рифтогенезом, с одной стороны, обнажающим подкоровый слой, а с другой — являющимся толчком к возбуждению геосинклинальных процессов. В пределах единой геосинклинальной области наибольшее дробление и метаморфизм испытали гипербазиты, лежащие внутри геосинклинали (II, III типы), причем в одинаковых по структурной позиции поясах наибольшие изменения претерпели гипербазиты, лежащие среди более молодых, наименее измененных геосинклинальных образований. Это дает право считать, что геосинклинальный процесс способствует дроблению и метаморфизму, т. е. физическому и химическому рассеянию и уничтожению гипербазитового вещества и связанного с ним первичного оруденения, усиливающих с каждым новым циклом. В ходе дробления и перемещения происходило внедрение оторванных гипербазитовых блоков в эффузивные и глубоководные геосинклинальные толщи, возникшие в геосинклинальном цикле. Это и является главной причиной появления офиолитовых ассоциаций.

Таким образом, наличие офиолитовых ассоциаций следует рассматривать как фиксацию геосинклинальной стадии переработки глубинных гипербазитовых масс. Если учесть, что многими авторами офиолитовые ассоциации рассматриваются как типичные серии океанической коры, то становится очевидным, что участки океанической коры, содержащие офиолитовые серии, отнюдь не первозданны и их существование фиксирует прошедший ранее геосинклинальный цикл. Устанавливается, что подъем глубинных масс и его следствие — рифтогенез происходят лишь в начале геосинклинального мегацикла (Москалева, 1968). Каждый же последующий геосинклинальный цикл, усугубляя процессы дробления и метаморфизма возникшей серии пород, способствует новым эффузиям и осадкообразованию. Именно поэтому зоны последних складчатостей полициклических складчатых областей, с одной стороны, характеризуются наиболее мощной корой (Деменицкая, 1958; Смирнов, 1961; Пейве и др., 1964, 1971), а с другой — содержат наиболее раздробленные и метаморфизованные гипербазиты и другие члены офиолитовых серий, нередко превращенные в мощнейшие толщи меланжа. Именно поэтому они наиболее стерильны относительно эндогенного оруденения гипербазитов.

Судя по материалам изучения современных рифтовых систем, рифтогенез может охватывать любой глубинный горизонт, что определяется, по-видимому, характером ундаций. В тех случаях, когда им обнажается подкоровый слой, возникающая в итоге первичная геосинклиналь имеет фемический характер; при обнажении гранитового — салический и т. д. Учитывая это, мы считаем возможным выделить по степени переработки гипербазитов и широте развития офиолитовых ассоциаций три стадии развития фемических геосинклиналей — раннюю, среднюю и конечную. На ранней стадии развития обнаруживаются следы рифтогенного происхождения; спорадически присутствующие ре-

ликти земной коры имеют ничтожную мощность; офиолитовые ассоциации как таковые локальны или отсутствуют; перемещения блоков, пластин не проявлены. Этим областям свойственна максимальная потенциальная хромитоносность. К таким областям относятся Кемпирсайский пояс Урала и, в еще большей мере, Великая Дайка Южной Родезии и Камчатско-Индонезийский пояс. Области развития двух последних, по-видимому, не прошли геосинклинальных стадий. На средней стадии развития фемические геосинклинали утрачивают следы рифтогенного происхождения. Мощность земной коры в них возрастает. Широко развиты офиолитовые серии; значительные перемещения членов последних не выходят, однако, за пределы первоначальных гипербазитовых поясов и сопровождаются маломощным меланжем. Этот тип, охватывающий большинство геосинклиналей мира, является умеренно хромитоносным, но потенциально максимально асбестоносным. К конечным стадиям относятся геосинклинали, развивающиеся в областях, прошедших две первые ступени развития. В них гипербазиты представлены мельчайшими тектоническими блоками, клиньями полностью измененных пород, ассоциирующих с широко развитыми другими породами офиолитовых серий. Именно этим стадиям свойственно широчайшее развитие шарьяжных перемещений, многокилометровых надвигов при минимальной потенциальной хромитоносности.

Затронутые первичным рифтогенезом низы базального слоя обнажены только в докембрийских областях. Крупнейшие массы этих пород, представленные образованиями промежуточного формационного типа, как правило, не несут на себе следов геосинклинальной переработки (Бушвельд, Стилуотер, массив Китайской платформы и др.) и потому сохраняют всю присущую им первичную минерализацию в свойственной ей последовательности. В тех же случаях, когда те или иные участки этой серии или конечные ее продукты в виде пород дунит-диаллагит-габбровой формации подвергаются более позднему геосинклинальным воздействиям, образуются «конфокальные» зональные массивы складчатых областей, металлогения которых определяется реальным составом того слоя, который вскрыт рифтогенезом.

Нет сомнения в том, что рифтогенезом затрагивается и кора с участками, ранее прошедшими и рифтогенез, и геосинклинальное развитие. Примером этому служат рифтовые зоны современной океанической коры, характеризующиеся присутствием измененных в зеленосланцевой фации гипербазитов (серпентинитов), зеленокаменно переработанных эффузивов и т. п. (Чернышева, 1972; Плошко, 1972), т. е. ассоциаций, аналогичных офиолитам геосинклинальных систем континентов. Как показано выше, возникновение таких ассоциаций в условиях континентов — следствие геосинклинальной переработки глубинных масс, в том числе гипербазитов. Это наводит на мысль о том, что офиолиты океанической коры являются такими же реликтами глубинных масс, переработанных существовавшими здесь когда-то геосинклинальными процессами, и, следовательно, рифт, их вскрывающий, обнажил не первородные глубинные слои, а продукты их геосинклинальной переработки. На этом основании следует считать, что области, развивающиеся на продуктах многократно переработанных глубинных образований, относятся к зонам вторичного рифтогенеза. Являясь зародышами грядущих геосинклиналей, они, в силу специфики своего развития, вряд ли могут содержать сколько-нибудь значительные рудопроявления.

Итак, металлические полезные ископаемые гипербазитсодержащих формаций образуются только в стабильных глубинных условиях. Подъем их материнских масс в твердом состоянии в верхние горизонты коры способствует рифтогенезу, который является причиной возбуждения геосинклинального мегацикла. Геосинклинальные процессы приводят к рассеянию и уничтожению ювенильного глубинного вещества

и его первородного оруденения. Поэтому в полициклических складчатых областях наиболее крупные его массы с наиболее значительным и качественным оруденением следует искать лишь в самых ранних проявлениях мегацикла.

М. В. Денисова
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ И ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ И ГИГАНТСКИХ СУЛЬФИДНЫХ МЕДНО-НИКЕЛЕВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СВЕТЕ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ

1. Крупные и гигантские сульфидные медно-никелевые месторождения приурочены к периферическим частям докембрийских щитов и платформ (северо-восточная часть Балтийского щита, юго-восточная и юго-западная части Канадского щита, северо-западная часть Сибирской платформы).

2. Указанным геоструктурным зонам свойственны: а) малая мощность гранитно-метаморфического слоя и одновременное поднятие поверхностей Конрада и Мохоровичича; б) контрастные складчато-глыбовые движения активизационной тектоники с обновлением системы древних разломов, проникающих в глубины Земли вплоть до верхней мантии, и заложением новых, несогласных со структурным планом фундамента; в) системы наложенных мульд и грабен, соизмеримых с рифтовыми системами, вулканотектонические структуры; г) сближенность в пространстве и времени внедрения гипабиссальных ультрабазит-базитовых интрузий и вулканитов с образованием вулканотрузивных комплексов; д) наличие крупных наложенных вулканотрузивных поясов, для которых устанавливается единая преимущественная гомодромная направленность развития; е) интенсивность метаморфических явлений, относящихся к прогрессивному и регрессивному этапам; ж) широкое проявление сульфидных медно-никелевых образований.

3. Последовательность парагенетических связей может быть представлена рядом: эффузивно-пирокластическая деятельность — интрузивный ультрабазит-базитовый магматизм — региональный метаморфизм и сульфидное медно-никелевое рудообразование.

4. Рудообразование — результат сложного взаимодействия двух систем: рудоизвлекающей и рудолокализирующей. Направленность рудообразования — следствие направленности развития рудоконтролирующих структур (закономерной смены сжатия и расширения в пределах геодинамических полей напряжений).

5. Крупным и гигантским месторождениям свойственны общие черты, свидетельствующие о принадлежности их к единой сульфидной медно-никелевой формации. Вместе с тем, в соответствии с геотектоническим положением — на щитах или платформах, им присущи различия, вытекающие из своеобразия магматизма, глубины формирования и интенсивности метаморфизма.

6. Крупные и гигантские месторождения — характерный пример полигенных, полихронных образований со сложными источниками рудообразующих компонентов. В длительном эволюционном процессе рудообразования выделяются два этапа: первичный, связанный с прогрессивным этапом метаморфизма, и вторичный, обусловленный его регрессивным этапом. Главным в образовании крупных и гигантских месторождений является этап вторичного рудообразования. Этапы рудообразования в свою очередь подразделяются на стадии.

7. В аспекте геологического времени устанавливается значительный перерыв в формировании крупных и гигантских месторождений (средний протерозой — пермь — триас), обусловленный перемещением рудообразования с нижнего этажа древних платформ (месторождения Балтийского и Канадского щитов) в верхний этаж (месторождения Сибирской платформы), с чем связано обогащение руд медью и платиноидами.

С. Е. Колотухина
(Москва, ИМГРЭ)

РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫЕ ПРОВИНЦИИ ДРЕВНИХ ПЛАТФОРМ ЮЖНОГО ПОЛУШАРИЯ (ИХ ПОЛОЖЕНИЕ НА ДРЕВНЕМ СУПЕРКОНТИНЕНТЕ ГОНДВАНА)

1. В последние 10—15 лет в науках о Земле наметился решительный поворот к возрождению почти забытых идей мобилизма. С начала 60-х годов стали известны многочисленные факты, говорящие в пользу крупных планетарных перемещений относительно стабильных плит литосферы («plate tectonics»), обусловленных разрастанием дна океана («sea floor spreading»). Идеи спрединга возникли на основе предшествовавших геофизических и океанографических открытий. Они подтвердились многочисленными фактами, полученными в результате океанографических, магнитометрических, сейсмометрических, гравиметрических, петрологических и геохронологических исследований, и данными бурения на дне океанов. Эти факты легли в основу гипотезы новой глобальной тектоники. В настоящее время представление о дрефте континентов нельзя еще считать полностью доказанным. Но его можно использовать в качестве рабочей гипотезы, которая объясняет многие закономерности размещения рудных месторождений на древних платформах.

2. Большинство крупнейших месторождений редких элементов сосредоточено на древних (докембрийских) платформах Африки, Южной Америки, Австралии и Индостана. Эти континенты, по-видимому, входили в состав суперконтинента Гондвана, распад которого начался во второй половине мезозоя и закончился в кайнозое. На связь древних платформ в докембрийское время указывают закономерности размещения редкометалльных провинций, которые распространялись с одного континента на другой.

3. Редкометалльные провинции древних платформ Южного полушария приурочены: а) к древним складчатым поясам, образовавшимся на ранних стадиях развития земной коры с последующими проявлениями метаморфизма; б) к поясам, возникшим в отложениях чехлов древних платформ; в) к зонам тектоно-магматической активизации. В этих зонах объединились разные участки складчатого фундамента архея и протерозоя и местами древнего платформенного чехла. Они характеризуются проявлениями полиметаморфизма и радиологического «омоложения», обусловленными повышенной проницаемостью этих зон. Такие зоны в значительной мере наследуют положение древних шовных структур и в свою очередь наследуются молодыми рифтовыми зонами. В этих трех группах провинций развиты различные типы редкометалльных пегматитов, сульфидные золоторудные с теллуrom месторождения, щелочные гранитоиды с редкими элементами, нефелиновые сиениты и карбонатиты с редкометалльной минерализацией и концентрации рассеянных редких элементов в разнообразных типах месторождений.

4. Образование провинций первой группы связано с архейско-нижнепротерозойским тектоно-магматическим циклом (3500—2300 млн. лет). Сюда относятся пегматитовые поля Родезийского щита, щитов Западной Австралии, Южной Индии и золото-теллурические пояса провинции Йилгарн Западной Австралии, Южной Индии и Бразилии. С эбурнейским циклом (2300—1900 млн. лет) связаны пегматитовые поля Западно-Африканского щита (Мали, Сенегал, Гвинея, Берег Слоновой Кости), а также пегматитовые поля северо-восточного края Гвианского щита (Французская Гвиана, Суринам).

5. К группе провинций, приуроченных к чехлам древних платформ, относятся золото-урановые (с редкими землями) месторождения в молассовых толщах Южной Африки (Витватерсранд), Западной Африки и Бразилии (Жакобина), а также, по-видимому, ранее известные и недавно открытые урановые месторождения Северной Австралии.

6. Рифейский цикл, который закончился в нижнем палеозое (1700—400 млн. лет), играл очень важную роль в процессах тектонической перестройки и металлогении континентов Южного полушария. Этот цикл можно охарактеризовать как цикл тектоно-магматической и термальной активизации. С ней связано образование Трансафриканского редкометального пегматитового пояса, пегматитовых поясов Индостана (Неллурский, Бихарский и Раджастанский), поясов Нортгемптонского и Луин-Фрезер Западной Австралии, Восточноафриканско-Мадагаскарско-Цейлонско-Южноиндийского и Нигерийско-Сахарского поясов. В Центральной Австралии к этому циклу приурочено формирование редкометальных провинций Маунт-Айза и Брокен-Хилл (пегматиты и полиметаллические руды с редкими элементами). Тектоническую перестройку, вызвавшую образование указанных поясов, можно связывать, до известной степени, с горизонтальными перемещениями блоков консолидированной континентальной коры на границах со смежными рифейскими эвгеосинклиналями, с корой океанического типа, возникшей в процессе спрединга.

7. В конце мезозоя и в кайнозое часть рифейско-нижнепалеозойских зон активизации наследуется молодыми рифтовыми зонами, в пределах которых размещаются провинции щелочно-ультраосновных пород и карбонатитов с редкометальной минерализацией. К таким зонам относятся: Восточно-Африканский пояс, который можно продолжить в Индию, и Западно-Африканский пояс, имевший продолжение в Восточной Бразилии.

8. Выявление закономерностей размещения редкометальных провинций на древних платформах Южного полушария представляет интерес для проведения сопоставлений с аналогичными структурами Северного полушария. Такого рода сопоставления могут быть полезными для развития методов прогнозирования месторождений.

Ю. А. Ходак
(Москва, ЛОПИ)

ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТНИКА И ФОРМИРОВАНИЕ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ

1. Связь тектоники плит и металлогении весьма рельефно выступает для железомарганцевых месторождений. Так, крупное Никопольское марганцевое месторождение, приуроченное к палеогеновым отложениям платформенного чехла Украинского щита, расположено на стыке щита, на его южном борту, и опущенной, лишенной гранитного слоя Черноморской котловины. Другим определяющим моментом формирования этого месторождения является наличие вблизи него крупной зоны дорифейских железорудных (с марганцем) пород Кривого Рога.

Надвигание зоны погружения, развитой на месте Черноморской котловины — Протеротетиса, к северу, в сторону Русской платформы, в архее — нижнем протерозое привело к выносу из глубоких сфер планеты фемических компонентов и их концентрации в проплавленных широких контактовых зонах нижнепротерозойских эвгеосинклиналей. Этот процесс сопровождался интенсивным гипербазитовым и базальтоидным вулканизмом, нередко и спилито-кератофировым. Таким образом, древняя тектоника плит обусловила на юге Украины концентрацию значительной массы железомарганцевого материала, материнского для Никопольского месторождения.

2. Сходным в отношении процесса выноса глубинных фемических компонентов является стык восточной части Русской платформы (с выходящим на поверхность древним массивом Уралтау) с проплавленным до мантии ложем Уральской геосинклинали. Развитые здесь среди палеозойских кератофиристо-спилитовых и осадочных толщ железомарганцевые и медноколчеданные месторождения приурочены к контакту приподнятых (Уралтау) и опущенных (Магнитогорский синклинорий) блоков.

Сходные структурные соотношения намечаются и на Китайско-Корейском щите, на контакте с опущенными блоками, близ сочленения с ложем Тихого океана. Более сложные соотношения связи блоков и выноса фемических компонентов фиксируются в синийско-кембрийских прогибах на Хинган-Буреинском срединном массиве. Развитые в этих прогибах железомарганцевые месторождения приурочены к осадочным породам, лишенным примеси вулканогенного материала. Движение блоков на массиве в синии — кембрии было здесь весьма ослабленным, что привело лишь к формированию прогибов, сходных с миогеосинклиналями. Наиболее интенсивный вынос фемических компонентов, концентрирующихся в конкрециях, фиксируется на лишенном гранитного слоя ложе Тихого океана.

3. Концентрация марганца, отделение его от железа приурочены главным образом к кайнозою, тогда как концентрация железа связана в основном с древними толщами. При интенсивном проплавлении и надвигании крупных блоков друг на друга, что отчетливо проявилось в дорифее, не происходило ощутимого разделения железа и марганца. Для этого необходимы длительные спокойные эпохи развития консолидированных плит (Никопольский район).

4. В области Тихого океана мы видим своего рода возрождение дорифейской минерализации контактовых разломных зон. При этом усилилась роль марганца по сравнению с железом и возросла степень их дифференциации. Интересно отметить существенные содержания в океанических железомарганцевых конкрециях ряда фемических элементов — кобальта, никеля, хрома, характеризующих погребенную хрофесиму Земли. Эти три последних элемента выносятся из глубоких сфер при ультрабазитовом вулканизме.

Е. А. Басков
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

ОСОБЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ПРОЦЕССОВ В ЗОНАХ СОЧЛЕНЕНИЯ ЛИТОСФЕРНЫХ ПЛИТ ЗЕМЛИ

1. Литосферные плиты Земли — крупные геоблоки, испытывающие в настоящее время смещения относительно друг друга в горизонтальном направлении, — характеризуются различными условиями сочленения (раздвиг, поддвиг и др.). Зоны сочленения литосферных плит об-

ладают высокой сейсмической и часто вулканической активностью. В этих зонах, отличающихся повышенной проницаемостью для различных флюидов, происходят сложные и во многом еще не познанные гидротермальные процессы; фиксируемые на поверхности Земли обычно выходами термальных вод разного состава и генезиса.

2. Намечается определенная взаимосвязь между характером горизонтальных смещений плит и особенностями гидротермальных процессов в зонах их сочленений. Так, например, в Байкальской рифтовой зоне, разделяющей Северо-Евразийскую и Восточно-Азиатскую плиты (Морган, 1968), широко распространены выходы азотных терм гидрокарбонатно-сульфатного натриевого состава с минерализацией до 1—1,5 г/л. Эти термы формируются в результате погружения вод атмосферного питания на большие (4—5 км и более) глубины по зонам разломов и взаимодействия этих вод с вмещающими породами. Существенной особенностью формирования азотных терм в зонах тектонических разломов является одновременность процессов выщелачивания и отложения различных металлов (в основном железа, меди, свинца и др.) вадозными водами. Зоны разломов, в которых формируются азотные термы данного типа, представляют собой своеобразные зоны окисления — зоны глубинного выветривания, охватывающие массивы кристаллических пород. В зонах разломов в настоящее время, вероятно в результате деятельности вадозных вод, происходят процессы низкотемпературного гидротермального образования железа, меди, флюорита и др., а азотные сульфатные термы представляют собой отработанные растворы, участвовавшие в гидротермальном рудообразовании. По-видимому, эти условия характерны и для других внутриконтинентальных рифтовых зон щелевого типа (Милановский, 1972) среди кристаллических пород при отсутствии вулканизма.

Значительно усложняются гидротермальные процессы во внутриконтинентальных рифтовых зонах при проявлениях вулканизма. Так, например, в Западном и Восточном рифтах Африканской платформы наряду с азотными термами (гидрокарбонатными, сульфатными, хлоридными) широко распространены углекислые термы разнообразного состава, в том числе хлоридно-гидрокарбонатные натриевые с минерализацией до 20—30 г/кг, с высокими (до 0,1—0,2 г/кг) содержаниями фтора. В этих рифтовых зонах развиты вулканогенные и осадочные (терригенные и, возможно, соленосные) отложения; известны проявления нефти и горючих газов.

3. В рифтовой зоне Красного моря, разделяющей Африканскую и Аравийскую плиты (Морган, 1968), установлены выходы горячих рассолов хлоридного натриевого состава с минерализацией до 250—260 г/кг и высокими концентрациями различных металлов (в мг/кг): марганца — до 80—90, цинка — до 5—6, железа — до 90—100, свинца — до 0,3—0,5. Условия формирования этих рассолов являются предметом дискуссии. Вероятнее всего, основной солевой состав их формируется в результате выщелачивания соленосных отложений водами атмосферного и морского питания. В пользу этого свидетельствуют прежде всего наличие здесь соленосных толщ неогенового возраста и геохимические особенности этих рассолов (высокие величины отношения хлора к бромю и др.), а также данные по их изотопному составу (Крэг, 1966). Высокие концентрации металлов в этих рассолах, по-видимому, обусловлены или процессами выщелачивания их из рудоносных горных пород, или смешением этих рассолов с водами более глубокой циркуляции, связанными с явлениями вулканизма и обогащенными металлами.

4. Во внутриконтинентальных зонах кайнозойского сладчатого пояса, прилегающих к границам Аравийской, Индо-Австралийской и других плит и характеризующихся формированием структур сжатия (Введенская, 1969), широко распространены азотные термы и углекис-

лые воды (термальные и холодные). Углекислота этих вод имеет глубинное происхождение, тогда как сами воды и компоненты их солевого состава — в основном инфильтрационного и седиментационного генезиса. Выделяются гидроминерагенические зоны борных, литиевых, германиевых и других термальных вод. Обогащение вод этими элементами обусловлено в основном взаимодействием вод с породами земной коры в условиях высоких температур и давлений (Крайнов, 1973, и др.).

5. Исключительным разнообразием характеризуются гидротермальные процессы в северных и восточных зонах сочленения Тихоокеанской плиты, где наблюдаются интенсивные проявления современного вулканизма. Термальные воды этих зон весьма разнообразны по составу, условиям распространения и формирования. На фумарольных полях действующих вулканов широко распространены сильнокислые (рН до 1—2) сульфатные, реже хлоридные сероводородно-углекислые термы, у подножий вулканов часто наблюдаются выходы щелочных и слабокислых хлоридных углекислых терм. К зонам новейших разломов среди метаморфических и магматических пород в горноскладчатых областях приурочены щелочные сульфатные и гидрокарбонатные азотные термы. В артезианских бассейнах, начиная с глубин 1000—1500 м, развиты преимущественно термальные соленые и рассольные метановые хлоридные воды.

6. Разные типы гидротерм обладают разным характером металлоносности. В кислых сульфатных и хлоридных сероводородно-углекислых фумарольных термах часто устанавливается наличие меди, цинка, свинца, германия, серебра, ртути, рубидия, цезия, лития в количествах обычно от 0,001 до 0,1—0,5 мг/кг; содержание золота достигает 0,002 мг/кг. В высоких концентрациях (часто более 1—10 мг/кг) содержится железо, алюминий, марганец. В слабокислых и щелочных хлоридных углекислых термах обычно встречаются те же металлы, что и в кислых фумарольных термах, но в меньших концентрациях. Более высокие содержания характерны лишь для германия, рубидия, цезия и лития. Особенностью металлоносности щелочных сульфатных и гидрокарбонатных азотных терм является частое присутствие наряду с медью, железом, марганцем и германием молибдена, олова и вольфрама. В термальных хлоридных водах артезианских бассейнов часто наблюдается повышение концентраций ряда металлов (лития, рубидия, стронция, железа, марганца и др.) в соответствии с ростом минерализации вод. В весьма крепких (250—350 г/кг и более) хлоридных кальциевых и кальциево-натриевых рассолах часты содержания (в мг/кг): лития — до 200—500, рубидия — до 20, стронция — до 4000, железа — до 2000, марганца — до 500. В высокотермальных углекислых хлоридных рассолах района Салтон-Си (Калифорния) обнаружены также в высоких концентрациях (в мг/кг): цинк — 500, серебро — 2,7, олово — 0,65. Выделяется ряд гидроминерагенических зон, которые по наличию металлов в термальных водах в целом соответствуют металлогеническим провинциям региона (по С. С. Смирнову и др.).

7. Вопросы формирования термальных вод областей современного вулканизма во многом дискуссионны. Региональный палеогидрогеологический анализ указывает на то, что щелочные и слабокислые хлоридные углекислые термы имеют в основном инфильтрационное и седиментационное происхождение. Формирование кислых фумарольных терм обусловлено поступлением из магматических очагов различных газов (HCl , HF , SO_2 и др.) и смешением их с водами атмосферного питания. Азотные термы в сладчатых областях формируются в результате взаимодействия в зонах разломов инфильтрационных вод атмосферного питания с водовмещающими породами. В артезианских бассейнах термальные подземные воды имеют в основном седиментационное происхождение.

В районах действующих вулканов с деятельностью кислых гидротерм сопряжено формирование серных, железных, серноколчеданных, железо-фосфатных руд и др. Кислыми термами из вулканогенных пород выносятся наряду с железом огромные количества алюминия, марганца и других металлов, образующих при благоприятных условиях седиментогенеза месторождения этих полезных ископаемых. Минеральные рудные новообразования, связанные со щелочными и слабокислыми углекислыми термами, представлены ртутными, ртутно-сурьмяно-мышьяковистыми, золото-серебряными и другими рудами.

Аналогичные гидротермальные процессы происходят в зонах сочленения Восточно-Азиатской и Индо-Австралийской, а также Перуанско-Чилийской и Южно-Американской плит, характеризующихся активной вулканической деятельностью.

Гидротермальные процессы в пределах океанических хребтов не изучены; вероятно наличие в этих структурах углекислых и сероводородно-углекислых гидротерм хлоридного солевого состава.

*Л. Э. Левин
(Москва)*

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ИСТОРИИ ФОРМИРОВАНИЯ НЕФТЕГАЗОНОСНОЙ ОСАДОЧНОЙ ТОЛЩИ АКВАТОРИИ И СОВРЕМЕННЫЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБ ЭВОЛЮЦИИ ЛИТОСФЕРЫ

1. Выделяются три типа континентально-морских нефтегазоносных бассейнов: эпигеосинклинальные, перикратонные и периокеанические. Региональная нефтегазоносность осадочной толщи этих бассейнов является ныне доказанной как на шельфе, так и в глубоководных котловинах. В докладе рассматриваются черты сходства и различия в истории формирования осадочной толщи и перикратонных мегабассейнов, связанных с Тихоокеанским и Средиземноморским подвижными поясами, а также периокеанических мегабассейнов Индоокеанского и Атлантического сегментов Земли.

2. Особенности истории формирования осадочной толщи перикратонных мегабассейнов определяются их приуроченностью к одной из трех тектонических групп окраинных и внутренних морей: пограничных областей между платформой и подвижным поясом, областей пересечения подвижных поясов, внутренних областей подвижных поясов.

3. Разрез осадочной толщи перикратонных мегабассейнов слагают преимущественно платформенные и орогенные формации континентального, прибрежно-морского и мелководно-морского происхождения. Формации глубоководного генезиса, хотя и присутствуют на различных стратиграфических уровнях, пользуются относительно ограниченным распространением. Вертикальный набор формаций и диапазон суммарных мощностей осадочной толщи близки к таковым миогеосинклинальных прогибов. При этом формации испытывают значительные изменения в вертикальном и горизонтальном направлениях.

4. В развитии подавляющего большинства перикратонных мегабассейнов ведущая роль явно принадлежала вертикальным движениям, зачастую носившим инверсионный характер. Горизонтальные движения наиболее значительными были в геологической истории внутренних областей подвижных поясов (Алжиро-Прованская котловина и др.). Они проявились и в окраинных морях других тектонических групп (Северное, Японское и др.).

5. Наиболее резкие черты различия в геологической истории перикратонных мегабассейнов Средиземноморского и Тихоокеанского по-

движных поясов — асинхронность проявления нисходящих движений, перерывов седиментации, присутствие определенных типов формаций.

6. Сравнение истории формирования осадочной толщи в Северном и Черном морях, с одной стороны, а также в Японском, Охотском и Беринговом — с другой, обнаруживает, что основные закономерности этой истории контролируются преобразованиями в глубинных горизонтах тектоносферы, охватывающими как подвижные пояса, так и находящиеся в их пределах или на периферии морские впадины. Это обстоятельство имеет важное методическое значение для дальнейшего изучения эволюции литосферы и закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых в окраинных и внутренних морях.

7. На примере структуры и истории формирования осадочной толщи Северо-Европейского мегабассейна (Северное и Балтийское моря), а также особенностей размещения месторождений нефти и газа устанавливается, что основные закономерности нефтегазонакопления контролируются тремя крупными нефтегазоносными этапами. И применительно к другим перикратонным мегабассейнам намечается, что набор подобных этапов колеблется от четырех (Азово-Черноморский) до двух (Охотоморский).

8. Формирование осадочной толщи периокеанических мегабассейнов неразрывно связано с историей Индийского и Атлантического океанов. Нижний, доюрский, нефтегазоносный этаж приурочен к реликтам рифтовых впадин, возникших при распаде Лаврогондии (Лавразия + Гондвана) и расположенных в зоне шельфа. Средний, юрско-меловой, нефтегазоносный этажи слагают осадочные формации преимущественно мелководно-морского и глубоководного происхождения. Формации континентального генезиса присутствуют в отдельных случаях. Верхний, кайнозойский, этаж за пределами континентального подножья, по-видимому, не является нефтегазоносным, поскольку в глубоководных котловинах в его составе преобладают специфические океанические формации, представленные неуплотненными или слабоуплотненными породами.

9. Распространение по площади различных формаций в нефтегазоносных этапах периокеанических мегабассейнов, а следовательно, и закономерности нефтегазонакопления контролируются общим ходом эволюции литосферы океанов, характеризующейся проявлением не только значительных раздвиговых деформаций, но и вертикальных движений.

10. Анализ истории формирования осадочной толщи акваторий подтверждает те из современных представлений об эволюции литосферы, которые учитывают как процессы раздвига континентальных плит, так и процессы базификации (Ю. М. Пушаровский, В. Е. Хаин, А. Л. Яншин).

Н. Я. Кунин
(Москва, ВНИГНИ)

НОВАЯ ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТНИКА И ПРОБЛЕМЫ НЕФТЕГАЗОНОСНОСТИ

1. Широко известны примеры выделения рифтовых и дельтовых нефтегазоносных бассейнов, аналогичных развитым на западном побережье Африки и по другую сторону Атлантического океана, у восточного побережья Южной Америки. Таким образом, выполнение палеотектонических реконструкций с учетом представлений новой глобальной тектоники о формировании современных океанов путем совмещения континентальных кромок некогда единых массивов материковой литосферы открывает один из путей прогноза нефтегазоносности.

2. Представления о строении океанического дна, генерируемого из мантии в зонах срединно-океанических хребтов, имеют следствием заключение о незначительной мощности осадков и ничтожных перспективах нефтегазоносности этих гигантских участков поверхности планеты. Таким образом, области молодой океанической коры (по-видимому, в пределах областей полосчатых магнитных аномалий) наряду со щитами древних платформ должны рассматриваться как зоны незначительных перспектив нефтегазоносности.

3. Идеи глобальной тектоники вдохнули новую жизнь в представления о молодых платформах, на которых ныне размещено свыше двух третей общемировых запасов нефти и газа. Молодые платформы — континентальные платформенные сооружения, возникшие после верхнепротерозойского перелома в результате формирования рифейско-палеозойских океанов и их замыкания. Например, фундамент молодых платформ Евразии включает отдельные массивы допозднепротерозойских платформ, отторгнутые от Восточно-Европейского и Сибирского кратонов в рифее, обломки древних платформ Палеотурана и Тибетосиния, а также геосинклинальные структуры послекарельских, но до мезозойских тектонических циклов, возникновение и консолидация которых генетически связаны с образованием и замыканием океанов зоны Тетиса и Бореально-Уральского.

4. В фундаменте молодых плит резко преобладают массивы древней континентальной коры и совершенно незначительно развиты рифейско-палеозойские геосинклинальные сооружения. На указанных массивах в течение позднего рифея и палеозоя преимущественно в субаквальной обстановке происходило накопление отложений промежуточного структурного этажа (ПСЭ).

Как показывают результаты геофизических работ и глубокого бурения, объем отложений ПСЭ в 1,5—2,0 раза превосходит объем отложений платформенного чехла. Выясняются огромные перспективы ПСЭ, который формировался в зонах перехода от континентов к океанам. Содержание органического вещества, условия для преобразования органики, многочисленные ловушки создают весьма благоприятные перспективы для поисков во впадинах ПСЭ месторождений нефти и газа (а на поднятиях и в приразломных зонах, где широко развит магматизм, гидротермальный и дислокационный метаморфизм, — низкотемпературных и телетермальных месторождений ртути, меди, полиметаллов). Практикой поисковых работ последних лет доказана нефтегазоносность многих впадин, выполненных породами ПСЭ. При глубинах залегания 3—5 км устойчивые притоки газа достигают 1—2 млн. м³/сутки, а нефти — 100—150 т/сутки.

5. В соответствии с представлениями новой глобальной тектоники становится ясным наличие на современных материках «базальтовых окон» — зон утоненной магмометаморфической высокоскоростной безгранитной земной коры. Показаны примеры выделения таких зон на континентах и их основные индикационные признаки. Наиболее хорошо изучены Южнокаспийско-Нижнекуринско-Апшеронская, Прикаспийская и некоторые другие зоны безгранитной земной коры.

Базальтовые окна континентов неизменно характеризуются устойчивой тенденцией к прогибанию, длительность которого составляет не менее 300—400 млн. лет. Высокие тепловые потоки создают здесь исключительно благоприятные условия для созревания органического вещества и концентрации его в месторождениях. Поэтому разработка методики выделения базальтовых окон на континентах в соответствии с представлениями новой глобальной тектоники является одной из наиболее актуальных задач региональных исследований в нефтегазовых областях.

НЕФТЯНАЯ ГЕОЛОГИЯ И КОНЦЕПЦИЯ НОВОЙ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ

1. Концепция «плит», раздвижения океанического ложа и дрейфа континентов имеет большое значение для оценки перспектив минеральных ресурсов, в том числе нефти и газа. Наиболее продуктивными являются так называемые экстраконтинентальные бассейны. Они распространены вдоль окраин континентов и открываются в небольшие океанические впадины. Учитывая мобильность плит, эти бассейны могут быть выявлены и в районах, ныне рассматриваемых как континентальные, поскольку современная подводная окраина материков не везде соответствует границе между океанической и континентальной корой. Лишь ограниченные площади, занятые окраинными морями, считаются перспективными для поисков нефти и газа, вследствие бытующего представления о том, что эти участки никогда не находились в условиях, благоприятных для нефтегазообразования. Однако это не так, поскольку многие глубоководные участки в пределах полузамкнутых морей некогда, по-видимому, располагались на мелководье, где существовали благоприятные условия для образования нефти и хорошие коллекторы, и лишь позже, в результате раздвижения дна, они оказались в глубоководном положении.

2. Проблема дрейфа континентов имеет непосредственное отношение к нефтяной геологии в связи с выяснением возраста развитых на суше структурных зон, которые пересекают современные окраины континентов, уходя далеко в море, по сравнению с возрастом тех зон, которые резко прерываются этими окраинами. Эта проблема особенно актуальна для восточных окраинных морей СССР. Оценка истории геологического развития с позиций новой глобальной тектоники может помочь в выяснении действительных размеров и структурных особенностей развитых в пределах суши и продолжающихся в море, существующих и возможных нефтегазовых бассейнов.

3. Положения новой глобальной тектоники позволяют также по-новому оценить перспективы районов развития островных дуг, где выявлены благоприятные предпосылки для поисков нефти, а именно мощные осадочные образования, присутствие в них органики и возможность ее преобразования в углеводороды. Примером того, как концепция новой глобальной тектоники заставила изменить прежние представления о перспективах нефтегазоносности таких территорий, являются Меланезия и район Карибского моря.

4. С позиций рассматриваемой концепции представляется неверной точка зрения о неблагоприятных для нефтегазообразования условиях осадконакопления за пределами континентальных шельфов. Это особенно касается подножья континентального склона. Поскольку некогда расстояния между континентами и континентальными поднятиями были не столь значительными, осадки могли переместиться в пределы континентального склона большими массами, сохраняя в себе большую часть органики. Дрейф континентов привел к образованию дополнительных огромных площадей, в пределах которых могли образоваться миллиарды тонн нефти.

5. Вероятно, в перми и триасе сопряженная с Русской платформой океаническая плита пододвинулась под Сибирский континент, в результате чего произошли интенсивные процессы деформации, которые в настоящее время представлены широкими зонами сдвигов и надвигов. Отсюда следует, что под складчатыми сооружениями Урала, надвинутыми в западном направлении, могут залегать мелководные осадки, от-

ложившиеся в условиях континентального шельфа и благоприятные для скоплений в них углеводородов. Такое же предположение можно сделать и относительно других районов, где происходило сдвигание континентальных масс. Реконструкция эволюции Северного Ледовитого океана предполагает наличие в каменноугольное, пермское и триасовое время связи между Аляской и Верхоянским районом, что представляет определенный интерес.

6. Таким образом, концепция новой глобальной тектоники имеет непосредственное отношение к оценке перспектив нефтегазоносности. Авализ геологического развития территорий с позиций этой гипотезы позволяет предположить возможность протекания процессов нефтегазообразования и аккумуляции углеводородов в пределах обширных районов. Осуществление координированной программы исследований, несомненно, плодотворно сказалось бы на решении многих проблем, в частности таких, как выявление нефтегазогенерирующих толщ и направлений миграции углеводородов, что открыло бы новые возможности прогнозирования нефтяных и газоносных провинций и районов.

Ф. И. Хатьянов
(Уфа, трест «Башнефтегеофизика»)

ПАЛЕОРИФТЫ И ТРАНСФОРМНЫЕ МИКРОРАЗЛОМЫ НА ВОСТОКЕ РУССКОЙ ПЛИТЫ (В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗОНОСНОСТЬЮ И ЭНДОГЕННОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЕЙ)

1. На востоке Русской плиты нами, вслед за В. Д. Наливкиным (1963), выделяются два основных типа погребенных грабенов — большие (авлакогены) и узкие, небольшие, названные микрограбенами (Хатьянов, 1969, 1971) или микроавлакогенами (Андреев, Хатьянов, 1971) и представляющие собой древние аналоги современных рифтов.

На территории Башкирской и Татарской АССР, Оренбургской, Пермской и ряда других областей в терригенной толще девона на гомоклиналях широко распространены погребенные конседиментационные нормальные сбросы, ограничивающие микрограбены, которые формировались под действием преобладающих тангенциальных напряжений растягивающего характера. Достоверные признаки нормальных сбросов установлены 50 скважинами, а вероятные — 200. Ширина девонских микрограбенов колеблется от 0,5 до 1,5—3,0 км, в среднем составляя 1,0—1,5 км. Вертикальная амплитуда проседания пород и горизонтальная амплитуда растяжения по подошве терригенной толщи девона изменяется от 20—50 до 100—130 м и более. Нередко устанавливается кулисообразное расположение субпараллельных сбросов, образующих борта микрограбенов. Экранами для залежей нефти вкрест простирания гомоклиналей служат, как правило, несогласные сбросы, реже согласные (Вознесенское, Демское, Чекмагушевское нефтяные месторождения). Микрограбены группируются в две рифтовые подсистемы с относительно выдержанным простиранием: Башкирская — с северо-восточным и Татарская — с преимущественным субмеридиональным и подчиненным северо-восточным.

2. С востока на запад выделена 21 полоса (зона) микрограбенов сравнительно короткого главного периода формирования и развития (живетско-саргаевского, преимущественно кыновско-пашийского времени): Ишимбайская, Культюбинская, Макаровско-Мурзагуловская (Загорско-Уршакская), Тавтимановско-Бекетовская, Сергеевско-Хомутовско-Алябьевская, Петропавловско-Шавьядинская, Троицко-Чекмагушевско-Тепляковская, Шарано-Туймазинско-Сулинская, Бавлинская

(предполагаемая), Нуркеевская, Азнакаевская, Азев-Салаушская, Алтунино-Шунакская, Кузайкинская, Амировская, Баганинская, Мамдышко-Степноозерская, Тюлячинская, Янчиковская, Ветровская, Приказанская. Сергеевско-Хомутовско-Алябьевская полоса девонских микрограбен имеет протяженность 250 км. В 1972—1973 гг. получены новые данные о северном продолжении Троицко-Чекмагушевской рифтовой зоны в пределы Башкирского свода (Тепляковская площадь). Доказанная протяженность зоны превышает 300 км, а предполагаемая составляет 600—1000 км.

Частота встречаемости рифтовых зон характеризуется минимальными расстояниями 12—20 км и максимальными — 30—60 км, причем имеются основания предполагать экспоненциальный закон или геометрическое распределение частот, что позволяет прогнозировать положение неизвестных микрорифтовых полос на востоке Русской плиты.

3. Трансформные микроразломы представляют собой новый тип дизъюнктивных нарушений рифтовых зон, характеризующийся горизонтальными деформациями и смещениями терригенной толщи девона вдоль вертикальных плоскостей, поперечными по отношению к направлениям простираций разделяемых ими грабен. Существование их приводит к смещению в горизонтальном направлении соседних микрограбен, благодаря чему имеет место эшелонированное расположение микрограбен в единой рифтовой полосе. Трансформные микроразломы (смещения) отличаются от сдвигов противоположной направленностью горизонтальных тектонических движений и деформаций скалывания. Правым сдвигам (смещениям) отвечают левые трансформные разломы, левым сдвигам — правые трансформные разломы.

4. Сатаевско-Коньбековский трансформный разлом смещает вправо на 3 км Коньбековский грабен относительно Сатаевского, а Чекмагушевско-Дартюлинский смещает Дартюлинский микрограбен вправо на 3 км относительно Чекмагушевского. Эти грабены ранее рассматривались как разобщенные. Ряд трансформных разломов с меньшей амплитудой горизонтального смещения микрограбен (порядка 1—2 км) выявлен в пределах Тавтимановско-Бекетовской и Сергеевско-Хомутовской рифтовых зон.

5. Трансформные разломы, в отличие от постседиментационных сдвигов, формировались одновременно с микрограбенами. Так, в зонах трансформных разломов в процессе формирования рифтовых полос преобладающие напряжения тангенциального растяжения земной коры, ориентированные вкрест простирания девонских микрограбен, были направлены в противоположных крыльях разлома в разные стороны между грабенами и в одну сторону за пределами трансформных разломов. Следовательно, образующаяся на отрезке трансформного (поперечного) разлома пара сил обуславливала левостороннее перемещение пород, противоположное смещению вправо микрограбен, что отвечает концепции трансформных разломов (Вильсон, 1965). Подобная картина в макромасштабе наблюдается в зонах современных рифтов Срединно-Атлантических хребтов и связанных с ними макротрансформных разломов (Сайкс, 1968, 1972).

Трансформные разломы, в отличие от нормальных сбросов микрограбен, контролируют структурно-литологические залежи нефти в терригенной толще девона не вкрест, а вдоль простирания гомоклинали.

6. Макрорифтовые зоны девонского времени на востоке Русской плиты представлены Казанско-Кировским (Вятским) авлакогеном и Тагильско-Магнитогорским эвгеосинклинальным рифтом, ограничивающими соответственно с запада и востока Башкирско-Татарскую систему девонских микрограбен шириной порядка 600 км. В отличие от микрорифтовых зон, характеризующихся коротким периодом развития на рубеже среднего и верхнего девона (сотни тысяч — первые миллионы лет), макрорифтовые зоны имеют продолжительную историю развития.

ны лет), для Вятского авлакогена и Тагильско-Магнитогорского рифта установлено унаследованное развитие в десятки миллионов лет с додевонского времени, включая время образования всей терригенной толщи девона Русской плиты. Макрорифтовые зоны шириной до 20—60 км и вертикальной амплитудой проседания пород 2—8 км отчетливо отображаются не только в рельефе кристаллического фундамента (разломы), но и в особенностях его внутреннего строения и в рельефе более глубоких границ земной коры. С эвгеосинклинальными рифтами Тагильско-Магнитогорского синклинория связана эндогенная металлогения и значительные перспективы обнаружения рудных месторождений гипербазитового (хромитоносного) и габбрового (платиноносного) поясов.

7. Ограничениями девонской системы микрорифтовых зон востока Русской плиты служили, по-видимому, на севере — Предтима́нский рифт, на юге — Сокско-Шемшинский авлакоген и предполагаемый Прикаспийский фиалоген (по терминологии В. Д. Наливкина).

8. Башкирско-Татарская система микрограбенов формировалась, вероятно, при поступательно-вращательном движении по часовой стрелке жесткого кристаллического геоблока вокруг подвижных макрорифтовых зон, ограниченных глубинными разломами. Практически важным следствием этой гипотезы является прогнозирование местоположения девонских микрограбенов по простира́нию уже известных рифтовых зон и вероятное выявление новых таких зон как на востоке Русской плиты, так и, что наиболее существенно, на западном склоне Урала в автохтонном платформенном комплексе отложений. Наряду с экранирующей функцией для залежей нефти и газа девонские микрограбены на отдельных этапах могли выполнять проводящую функцию для вертикальной миграции флюидов и гидротермальных проявлений (гидротермальные рудопроявления в карбоне вблизи Хомутовского грабена и предполагаемое рядом исследователей эндогенное происхождение скоплений самородной серы в Предуралье и на востоке Русской плиты).

9. По своей протяженности (первые тысячи километров), ширине и амплитуде девонские макрорифтовые зоны (Припятско-Днепровско-Донецкий авлакоген, Доно-Медведицкий и Вятский авлакогены, составляющие Главное девонское поле) занимают особое место в тектоническом лике Земли и в едином ряду рифтов от протоавлакогенов среднего протерозоя и авлакогенов рифея до триасовой системы рифтов Западно-Сибирской плиты и мировой системы мезокайнозойских рифтов.

Рифтогенез характерен и для определенных этапов тектонического развития других планет («каналы» Марса). Так, наиболее крупный канал в экваториальной части Марса — Агафодемон, вероятно, представляет собой грабен, соизмеримый с Припятско-Днепровско-Донецким авлакогеном протяженностью 4000 км, шириной 120 км и глубиной 6 км (Каттерфельд, 1972).

V. ГЛОБАЛЬНЫЕ РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

*М. А. Фаворская, И. Н. Томсон
(Москва, ИГЕМ АН СССР)*

ГЛОБАЛЬНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ СТРУКТУР

1. Проведенный анализ глобальных закономерностей размещения крупных и уникальных рудных районов и узлов приводит к выводу о глубинной тектонической предопределенности размещения важнейших геохимических аномалий Земли, а также позволяет подойти по-новому к ряду ведущих геологических проблем. Так, в результате этого анализа оказалось возможным увязать на новой фактической основе разрабатываемые авторами представления о мегаблоках и рудоконцентрирующих линеаментах с некоторыми положениями «теории плит». Мегаблоки гетерогенного строения, намечаемые по ряду признаков, в том числе по трансрегиональным ареалам синхронного развития гранитного магматизма (Фаворская и др., 1969), на Востоке СССР совпадают с контурами «плит», выделяемых сторонниками новой глобальной тектоники. Мегаблоки поочередно испытывают сжатие и воздымание, сменяющееся погружением и растяжением. Смена этих режимов отражается по границам и в пределах мегаблоков в периодическом раздвигании и последующем сжатии параллельных нарушений.

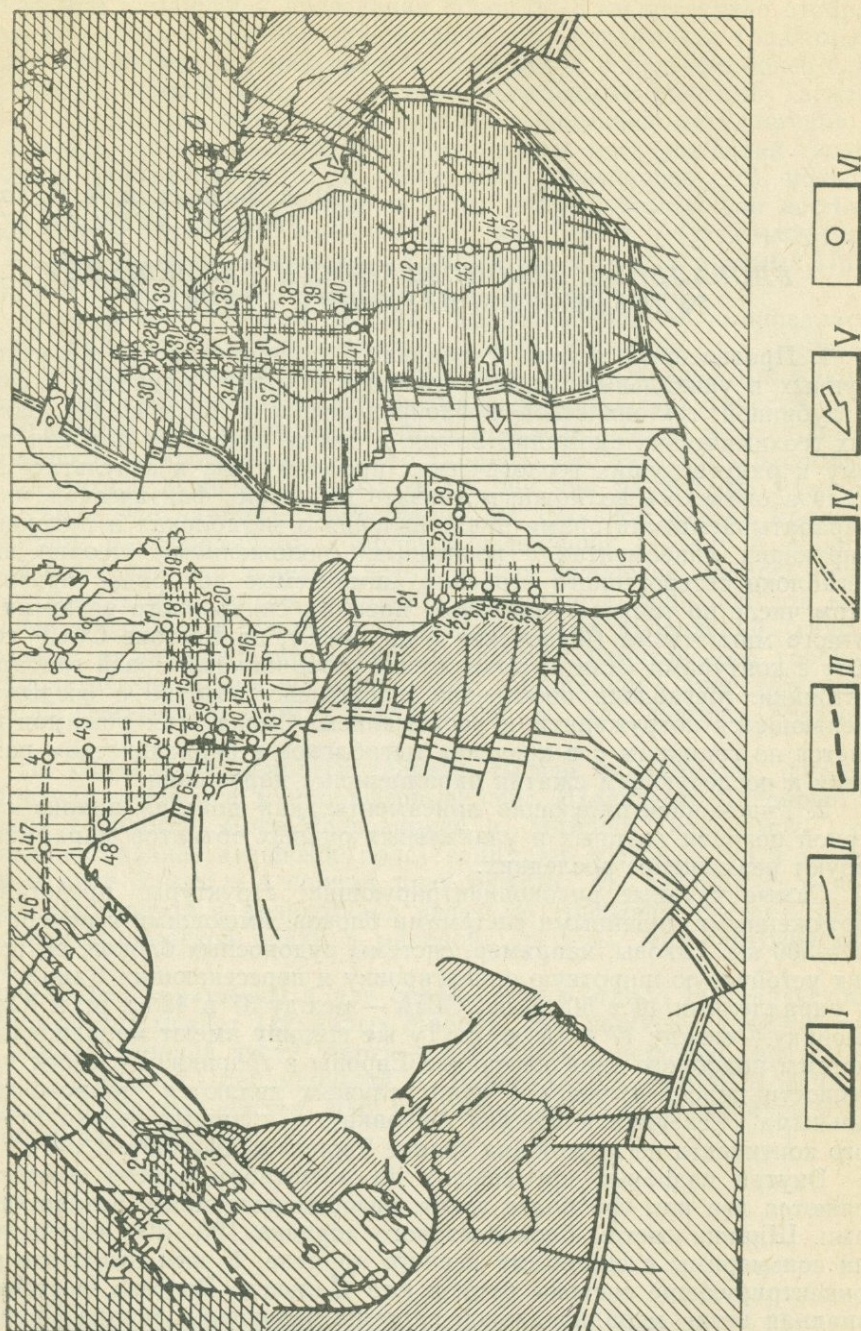
2. Рудоконцентрирующие линеamentы, как показал анализ структурной позиции крупных и уникальных рудных объектов мира, контролируют размещение последних.

Самые крупные рудоконцентрирующие структуры представлены протяженными линейными системами блоков, имеющими в поперечнике 400—500 км. Таковы, например, системы рудоносных блоков, сохраняющих устойчивую широтную ориентировку и пересекающих Канаду между параллелями 46 и 50° с. ш., США — между 37 и 42° с. ш. и Южную Америку — между 17 и 21° ю. ш. Ту же ширину имеют меридиональные системы подобного типа на западе Европы и Африки. По своей протяженности подобные пояса в одних случаях являются трансконтинентальными (Северная и Южная Америка), а в других переходят с одного континента на другой (на западе Европы и Африки).

Внутри подобных крупнейших по масштабам поясов обычно выделяются два или три более узких, разобщенных менее активными зонами. Ширина систем блоков второго порядка 100—200 км; по длине они соизмеримы с системами первого порядка. К ним относятся рудоконцентрирующие системы блоков юга Дальнего Востока, восточная и западная ветви меридиональной системы нарушений запада Европы и Африки и др.

Системы блоков второго порядка пересечены рудоконцентрирующими зонами нарушений шириной 20—50 км. Эти зоны также отличаются значительной протяженностью (многие сотни километров), однако нередко несколько смещаются по простиранию, располагаясь в пределах блоков второго порядка кулисообразно. К ним относятся Кличкинско-Дарасунская зона Забайкалья, Тетюхе-Тадушинская юга Дальнего

Востока, а на территории Канады и севера США — зона $46^{\circ}30' - 47^{\circ}$ с. ш., определяющая положение уникальных по масштабам месторождений (Седбери, Эллиот-Лейк, Бьютт и др.).



3. Во всех рассмотренных случаях рудоконцентрирующие системы отвечают наиболее древнему структурному плану фундамента соответствующего региона. С наибольшей отчетливостью это устанавливается на территории Канады, где широтные рудоконцентрирующие структуры отвечают простиранию архейских (докеноранских) вулканических поя-

Схема соотношения рудоконцентрирующих сквозных структур континентов с плитами и «трансформными разломами» дна океанов (элементы глобальной тектоники приведены по Э. Булларду с дополнениями по П. Н. Кропоткину и др.).

I — срединно-океанические хребты; II — трансформные разломы; III — границы плит; IV — рудоконцентрирующие нарушения; V — направления движения плит (по Э. Булларду); VI — крупные и уникальные рудные узлы: 1 — Балейский (Au); 2 — Мю-Чанский (Sn); 3 — Кавалеровский (Sn); 4 — Медвежьего озера (U); 5 — Сюлливан (Pb, Zn, Ag); 6 — Кер-д'Ален (Pb, Zn, Ag); 7 — Бьют (Cu); 8 — Тин-тик (Pb, Zn); 9 — Гендерсен (Mo); 10 — Теллурид Сильвертон (Au); 11 — Крамер (Bi); 12 — Маунтин Пас (TR); 13 — Норенс (Cu); 14 — Три-Стрейт (Pb); 15 — верховья Миссисипи (Pb); 16 — Центральный Кентукки (Pb); 17 — Абитон (Au); 18 — Селбери (Cu—Ni); 19 — Баттерст (Pb, Zn); 20 — Франклин (Pb, Zn, Ag); 21 — Серро де Паско (Sn); 22 — Такепала и Куахоне (Cu); 23 — Лялягуа (Sn, Ag); 24 — Потоси (Sn, Ag); 25 — Чикикамата (Cu); 26 — Эль-Сальвадор (Cu); 27 — Эль-Теньенте (Cu); 28 — Татипа, Баррейру ди Араша (карбонаты); 29 — пегматиты штата Минас-Жерайс; 30 — Наван (Pb, Zn); 31 — Корнуэлл (Sn); 32 — Меттен (Pb, Zn, Ba); 33 — Раммельсберг (Pb, Zn, Ba); 34 — Альяден (Hg); 35 — Мраван (F); 36 — флюоритовые месторождения Сардинии; 37 — Эль-Хаммам (F); 38 — Хоггар (Sn); 39 — Аир (Sn); 40 — Джос (Pt, Ni, Sn); 41 — золоторудные месторождения Ганы; 42 — Северная Лгулу (TR); 43 — медные месторождения Замбии; 44 — Булсвад (Pt, Ni, Sn); 45 — Витатерсранд (Au); 46 — Эстлан (Ba); 47 — Фербенкс (Au); 48 — Джу-но Тредвел (Au); 49 — Тайн Пойнт (Pb, Zn); 50 — Каджаран (Cu, Mo); 51 — Эстлан (Ba).

сов. Подобное же соотношение наблюдается и в Южной Америке, где структурный план архейских образований Гвианского щита широтный. В тех случаях, когда рудоконцентрирующие структуры имеют меридиональное простирание, например на крайнем западе Европы и Африки, структурный план архея устанавливается как меридиональный.

Таким образом, рудоконцентрирующие линеаменты характеризуются древнейшим заложением и неоднократно оживлялись в дальнейшем, выступая в качестве разнородных геологических аномалий. Так, древнейшие сквозные широтные линеаменты рассматриваемого типа прослеживаются с континента Северной Америки в пределы ложа Тихого океана в форме так называемых «трансформных разломов» (зоны Мендосино, Меррей и т. п.). Последние, таким образом, являются частным проявлением долгоживущих сквозных нарушений в относительно позднюю геологическую эпоху.

Одной из наиболее четких схем, отражающих современное представление о границах плит, является схема Э. Булларда. На ее основе, дополненной материалами других исследователей, нами составлена схема соотношения рудоконцентрирующих сквозных структур континентов с основными элементами глобальной тектоники (см. рисунок). Опираясь на нее, можно видеть, что во многих случаях простирание рудоконцентрирующих систем разломов перпендикулярно границам плит и совпадает с направлением их предполагаемого движения. Это особенно отчетливо проявлено в Западном полушарии, где границы Американской и Тихоокеанской плит представляются меридиональными, а рудоконцентрирующие структуры — широтными и совпадающими по простиранию с «трансформными разломами». В отличие от этого в Европе и Африке доминирует меридиональная система рудоконцентрирующих нарушений, перпендикулярная границе Евразийской и Африканской плит.

Все сказанное позволяет утверждать, что рудоконцентрирующие линеаменты образуют устойчиво ориентированные системы, секущие границы плит, и являются, по-видимому, элементами более глубинной и долгоживущей делимости земного шара. Вместе с тем возникает проблема существования и еще более грандиозных глобальных секторов, на границе которых происходит смена ориентировки господствующего плана рудоконцентрирующих структур.

Проведенное нами изучение рудоконцентрирующих линеаментов на Востоке СССР и сравнительный материал по крупнейшим металлогеническим провинциям мира позволили выявить ряд их характерных признаков: структурные, геохимические и магматические аномалии, преобладание базальтового магматизма на всех этапах их развития, по-

вышенный фон некоторых летучих, радиоактивных и других элементов, роль барьеров по отношению к крупным гранитным интрузивам.

Важнейшей геохимической аномалией является постоянная приуроченность именно к этим линеаментам уникальных рудных узлов со сложной многоэтапной минерализацией. Эти своеобразные «отдушины» эндогенной активности, проявлявшейся нередко в течение ряда геологических периодов, оказываются приуроченными к узлам пересечения рудоконцентрирующих линеаментов сквозными нарушениями другой ориентировки. В качестве примера можно привести рудные узлы: Кличкинский в Забайкалье, Сулливан, Лост Ривер, Кер-д'Ален в Северной Америке и др.

Как известно, противоречие прежних концепций мобилистов заключалось в невозможности объяснить причины существования таких «отдушин», которые не могли бы сохранить фиксированное положение, если бы континенты передвигались относительно глубинного источника магм и эндогенных эманаций. Однако и современные представления о глубине плит, охватывающей все верхние оболочки Земли, встречаются с новыми трудностями. В этом случае мы должны были бы признать пограничные зоны, разделяющие плиты, в качестве главных проводников эндогенных эманаций и глубинных магматических расплавов. Однако наиболее долгоживущие очаги эндогенной активности контролируются более глубинными и сквозными по отношению к границам плит планетарными линеаментами, вдоль которых и поступают продукты дегазации мантии.

В заключение следует подчеркнуть, что установленные закономерности открывают новые перспективы обнаружения крупных скоплений полезных ископаемых как на континентах, так и на дне океанов.

В. А. Баскина
(Москва, ИГЕМ АН СССР)

МАГМАТИЗМ РУДОКОНЦЕНТРИРУЮЩИХ ПОЯСОВ

1. Планетарные линеаменты и их пересечения контролируют размещение крупных эндогенных месторождений урана, золота, фтора, меди, олова, свинца, никеля, бария и многих других полезных ископаемых (рудоконцентрирующие зоны, по М. А. Фаворской). На всех этапах их развития оруденение тесно связано с магматическими ассоциациями специфического «эвгеосинклинального» типа.

2. На примере территорий Дальнего Востока, Южной Африки, Канады, США показано, что такие зоны концентрации крупных месторождений уже в раннем архее были представлены системами магматогенных борозд и вулканических поясов широтного и меридионального простирания, разделявших ареалы активного гранитообразования. Некоторые из этих поясов, такие, как Барбертон (3, 4 млрд. лет), Мичиган (3,5 млрд. лет), относятся к наиболее ранним из датированных геологических образований. Эти и более молодые архейские рудоконцентрирующие пояса сложены мощными и протяженными потоками лав ультраосновного и основного состава с высокими, до 30—40%, содержаниями Mg_2O и низкими содержаниями Al , Ti , щелочей, различными по типу толеитовыми и щелочно-оливиновыми базальтами, андезитами. Специфика ассоциаций заключается еще и в том, что базальты и андезиты уже на начальных стадиях излияния сопровождаются риолитами, как калиевыми, так и натровыми, а к концу вулканических циклов относительный объем кислых продуктов резко возрастает, суммарный объем их в толщах достигает 5—10%. Кислые вулканы в описываемых

мых структурах появляются раньше первых осадочных отложений (граувакк, конгломератов). Толщи лав и пирокластов прорваны мелкими, обычно многократными интрузиями перидотитов, пироксенитов, габбро, фельзитов, кварцевых порфиров, кварцевых монцонитов, диоритов.

3. На фоне по преимуществу толеитовых серий вулканических поясов в отдельных узлах проявляются субщелочные вулканы, причем субщелочной тип магматизма сохраняется в таких ареалах в течение всего периода их активности: например, на площади Кирклэнд (Канада) от раннего архея до мезозоя.

4. В наиболее протяженных рудоконцентрирующих поясах, приуроченных к долгоживущим тектоническим разломам, локализованы все известные расслоенные интрузивы (Седбери, Дулут, Стиллаутер, Бушвелд, Великая Дайка и др.). Прямыми геологическими, а также геофизическими методами установлена большая вертикальная протяженность таких тел, хотя они имеют у поверхности форму пологих залежей.

5. Сочетание последовательно и контрастно дифференцированных (расслоенных) базальтоидных и андезитовых серий, разнообразие петрохимических типов базальтов, наличие ультраосновных лав указывают на многократную смену условий сжатия — растяжения и высокой приток тепла.

6. После начальных излияний и внедрения пород, относящихся к сериям дифференцированных базальтоидов, и далее одновременно с повторными, аналогичными циклами вулканизма за пределами поясов произошло внедрение больших объемов нижнеархейских гранитов. В Южно-Родезийском и Канадском щитах возраст ранних фаз гранитов 2,8—2,6 млрд. лет, а возраст вулканических пород и оруденения в поясах — звеньях рудоконцентрирующих структур — 3—2,9 млрд. лет. Несмотря на то что накопление толщ ультраосновных и основных лав с их кислыми дифференциатами начиналось раньше, чем мощное и многократное гранитообразование, как вулканические, так и осадочные составляющие описываемых поясов подвергаются лишь слабому зеленокаменному изменению* (реликты нижнеархейских вулканитов в рудных поясах Восточной Сибири, США, Канады, Африки).

В дальнейшей геологической истории сохраняется описываемый стиль структурных взаимоотношений.

7. На примере многих районов мира показано, что перечисленные особенности (набор и состав магматических комплексов) в линейных магматических поясах, представляющих собой наиболее ранние звенья сквозных рудоконцентрирующих структур, являются типоморфными для всех подобных структур и повторяются в них независимо от возраста, географического положения и преимущественного состава ассоциированных крупных месторождений.

8. В рудоконцентрирующих поясах, несмотря на режим относительного воздымания, меняется лишь фациальный тип магматических продуктов: преобладают ассоциации субвулканических тел, даек, многократных порфировых интрузий того же состава, что и тела в охарактеризованных выше мощных инициальных базальтоидных толщах (ультрабазиты, габбро, кварцевые монцониты, фельзиты, гранит-порфиры). Магматические формации базальтоидов и связанных с ними липаритов, формирующиеся в этих зонах в различное геологическое время, а также признаки активного внедрения ультрабазитовой магмы

* Можно предположить, что специфика режима этих поясов, испытывающих на всем протяжении геологической истории относительное воздымание, объясняется изменением плотности субстрата в корневых частях поясов в связи с расплавлением и излиянием части перидотита и накоплением кислых «ювенильных» продуктов.

в условиях, когда мощная кора щитов уже была сформирована (протерозойские кольцевые дайки перидотитов Машабы, Южная Африка), указывают на то, что на протяжении всей своей истории эти пояса сохраняют режим сквозных глубинных структур.

9. Возникновение и размещение магматических ассоциаций, сопряженных с зонами концентрации оруденения, нельзя связать с каким-либо из механизмов тектоники плит. Являясь самыми ранними активными структурами щитов, эти пояса продуктивного магматизма далее играют роль важных тектонических границ в истории разновозрастных структурно-фациальных зон, а их магматическая и металлогеническая активность проявляется от архея до позднего кайнозоя. Продолжением таких поясов в океане также служат линейные структуры планетарного масштаба, нередко сквозные по отношению к основным элементам тектоники плит. Так, например, рудоконцентрирующий пояс США (38—40° с. ш.) продолжается в Атлантике сейсмической зоной, пересекающей и срединный хребет и восточную часть океанического ложа и прослеживаемой далее через Южную Португалию, горы Атласа, акваторию Каспийского моря до восточных границ Азии.

10. Состав и эволюция других типов магматических ассоциаций, таких, как ассоциации островных дуг, океанических островов, окраинных вулканических поясов, находятся также в серьезных противоречиях с предполагаемыми механизмами перемещения и взаимодействия плит. К числу наиболее принципиальных из этих противоречий относятся: длительное, унаследованное развитие тектоники и вулканизма некоторых островных дуг и окраинных поясов, иногда от архея доныне, в одних и тех же границах (Анды, Японская дуга); размещение островов с субконтинентальной корой и проявлениями щелочноземельных «орогенных» вулканических серий на гребнях или вблизи гребней срединно-океанических хребтов (о-ва Сен-Поль, Кергелен, Пасхи, Исландия и т. д.); сходство состава вулканических серий, в частности андезитовых, в окраинных дугах, дугах на океанической коре (Марианская) и в поперечных континентальных магматических поясах, удаленных от активных «границ плит», например в Приморье. Не обнаруживается связи между режимом предполагаемого взаимодействия плит и сопряженной во времени эволюцией вулканических серий в зонах такого взаимодействия — например, в Кордильерах США.

Развитие вулканизма и в особенности тех специфических магматических комплексов, которые являются важным элементом глобальной тектоники и во многом определяют историю рудоконцентрирующих поясов, не может быть объяснено современными гипотезами «тектоники плит».

М. И. Ициксон
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

ПЛАНЕТАРНЫЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ ТИХООКЕАНСКОГО СЕГМЕНТА ЗЕМЛИ

1. Представление о Тихоокеанском рудном поясе и его планетарной металлогенической зональности обосновал С. С. Смирнов (1946). Эта концепция имела выдающееся значение для развития геологических работ в пределах советского сектора Тихоокеанского пояса. К настоящему времени установлено дискретное (блоковое) строение и диссимметричность тектоносферы Тихоокеанского сегмента Земли (ТСЗ), что позволяет более полно исследовать закономерности расположения планетарных вулкано-плутонических поясов и металлогенических систем относительно впадины Тихого океана.

2. Согласно исследованиям Б. А. Андреева, Н. А. Беляевского, И. М. Косминской, С. А. Федотова и других, в пределах ТСЗ представлены три типа тектоносферы (коры и верхней мантии): 1) океанический, приуроченный к впадине океана, практически лишенной гранитно-метаморфического слоя; 2) континентальный с развитым гранитно-метаморфическим слоем и увеличенной мощностью коры, свойственный континентам, обрамляющим океан; 3) переходный, мозаичного строения, с высокими градиентами мощностей коры. Распространение тектоносферы переходного типа диссимметрично относительно впадины океана и ограничено зоной окраинных морей востока Азии и некоторых островов.

Крупнейшие разнородные тектоносферные блоки сочленяются вдоль дислокаций глобального масштаба, трассированных на поверхности вулканно-плутоническими поясами и ареалами. В направлении от впадины океана намечается следующая зональность в размещении магматических образований: 1) к впадине океана приурочены внутриокеанические излияния и цепи вулканических островов толеитового ареала Тихого океана; 2) к разделу между тектоносферными блоками океанического и переходного типов приурочено окраинно-океаническое кольцо (андезитовая линия), трассирующее глобальную разрывную сейсмоактивную систему, так называемую линию Бенъофа — Заварицкого; 3) к разделу тектоносферных блоков переходного и континентального типов приурочен Восточноазиатский вулканно-плутонический пояс риолитовой линии, трассирующей окраинно-континентальный разлом востока Азии, отмеченный крупной гравитационной ступенью. Западноамериканский окраинно-континентальный вулканно-плутонический пояс, отображая диссимметрию Тихоокеанской инфраструктуры, в отличие от своего восточноазиатского гомолога совмещен с окраинно-океаническим поясом андезитовой линии; 4) крайнее периферическое положение занимают внутриконтинентальные вулканно-плутонические цепи, связанные с рифтогенными процессами тектоно-магматической активизации околотихоокеанского пространства. Они развиваются на мощной сиалической коре континентального типа.

Таким образом, в соответствии с диссимметрично-зональным размещением планетарных блоков тектоносферы Тихоокеанского сегмента Земли происходит и закономерная смена состава вулканно-плутонических поясов — от толеитов и базальтов повышенной щелочности в океанической впадине через окраинно-океаническую андезитовую и андезит-риолитовую окраинно-континентальную зону до риолитовых (гранитоидных) магм, господствующих на континенте.

3. Намеченной диссимметричной гвазиконцентрической зональности в размещении тектоносферных блоков и магматических образований различного состава соответствует и планетарная металлогеническая зональность ТСЗ (см. рисунок).

Для металлогении впадины океана характерны скопления глубоководных железомарганцевых конкреций с медью, никелем и кобальтом. В процессе образования этих рудных конкреций необходимо допустить значительное участие продуктов подводной ювенильной дегазации и вулканизма. Предполагается также возможность существования концентраций хрома, платины, кобальта, никеля и золота в связи с гипербазитами осевой части Восточно-Тихоокеанского подводного хребта.

В обрамлении океанической впадины располагается прерывистый гипербазитовый пояс с мощными концентрациями хромита (крупные месторождения на Филиппинских островах), никеля и кобальта (силикатные руды Филиппин, Индонезии и Новой Каледонии), платины и платиноидов. С андезитовым кольцом обрамления океана совпадает объединенный внутренний концентр крупнейших металлогенических систем мира — Великого Тихоокеанского медного кольца и Великого

хоокеанского золотоносного кольца, имеющих биконцентрическое строение (см. рисунок). Этот внутренний окраинно-океанический концентр опоясывает впадину океана, прослеживаясь от Юкона до мыса Горн и от Камчатки до Новой Зеландии. Металлогения внутреннего кольца (поперечник его в экваториальном сечении превышает 14 000 км) в основном связана с раннегеосинклинальными прогибами подвижных поя-

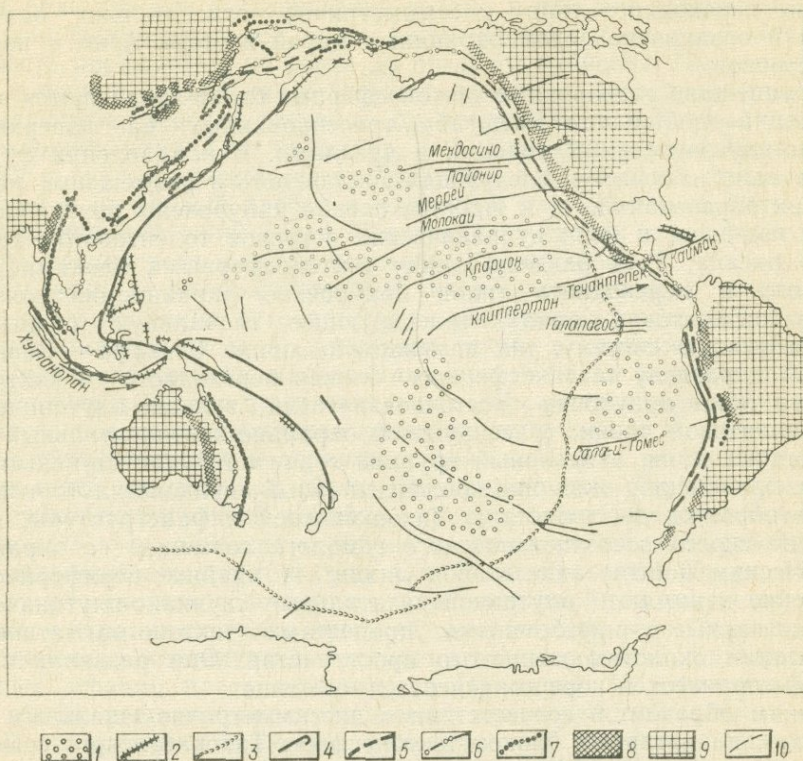


Схема планетарной металлогенической зональности Тихоокеанского сегмента Земли.

1 — ареалы распространения глубоководных железомарганцевых конкреций с медью, никелем, кобальтом; 2 — концентрации хрома, никеля, кобальта, платины и платиноидов в связи с гипербазитовым кольцом обрамления Тихого океана; 3 — предполагаемые концентрации тех же элементов и золота в связи с Восточно-Тихоокеанским подводным поднятием; 4 — внутренний совмещенный концентр Великих медного и золотоносного кольца; 5 — периферический концентр медного кольца; 6 — периферический концентр золотоносного кольца; 7 — оловоносные (вольфрамово-оловоносные) металлогенические системы; 8 — фрагменты периплатформенной полиметаллической системы; 9 — древние платформы; 10 — океанические разломы и межконтинентальные транскуррентные зоны.

сов альпид и островными дугами Тихого океана и ассоциирована с продуктами базальтовых андезитовых магм.

В удалении от впадины океана, локализуясь вдоль раздела тектоносферных блоков континентального типа и переходного, располагаются окраинно-континентальные (и континентальные) периферические концентры медного и золотоносного кольца. Металлогения этих периферических кольцевых систем в главной своей части связана с позднеорогенными стадиями развития подвижных поясов мезозой и в большей мере с внегеосинклинальными процессами тихоокеанской активизации: оруденение преимущественно ассоциировано с кислыми и умеренно-кислыми магмами.

В значительной мере асимметрично, тяготея к австрало-азиатскому континентальному обрамлению, отчасти совпадая с периферическим зо-

лотоносным концентром, располагается планетарная Австрало-Азиатская оловоносная (вольфрамово-оловянная) металлогеническая система, прослеживающаяся на 19 000 км от Чукотки до Тасмании. На Американском континенте ей отвечает значительно менее протяженная и уступающая по значению Боливийская оловоносная система.

Наконец, крайнее периферическое положение в общей системе планетарной металлогенической зональности ТСЗ занимает грандиозная периплатформенная полиметаллическая система, развивающаяся на мощной континентальной коре. Этот уникальный прерывистый пояс приурочен к мобильным краевым складчато-глыбовым системам, окаймляющим Северо-Американскую, Южно-Американскую, Австралийскую, Сибирскую и, вероятно, Индостанскую платформы. Типична локализация рудных районов в зонах надвиговых швов, чешуй и разломов, трассирующих ограничения платформенных сооружений.

Таким образом, металлогеническая зональность ТСЗ только частично является зональностью размещения отдельных металлов. В главной своей части — это зональность в распределении отдельных формационных групп месторождений одних и тех же металлов, которые распространены повсеместно. Повсеместное распространение во всех зонах особенно типично для металлогенных элементов так называемой мантийной ассоциации (Ициксон, 1964), таких, как медь, золото и, вероятно, ртуть. Именно эти элементы образуют биконцентрические, относительно впадины океана, транспацифические кольцевые металлогенические системы типа Великого медного и Великого золотоносного кольца.

4. Планетарная диссимметричная металлогеническая зональность ТСЗ может быть истолкована согласно принципу симметрии Кюри как компромисс между исходным первично-неоднородным распределением рудообразующих химических элементов и наложенным направленным действием совмещенного диссимметричного поля гравитации и вращения Земли. Этим объясняется отчетливая металлогеническая диссимметрия между австрало-азиатским и американским притихоокеанским пространством и, видимо, также между южной и северной частями ТСЗ. На рисунке видно, что кольцевой характер начертания планетарных металлогенических систем резко искажен в приэкваториальной зоне со «смещением» их в южной части ТСЗ на восток. Смещение происходит вдоль транскуррентной (транспацифической) сдвиговой системы Хутанопан (Суматра) — Клиппертон — Теуантепек — Бертлет (Кайман). В южноамериканском секторе параллельным элементом этой системы является разрывная система Эль-Пилар и Ока (Каракас — Маракайбо). В отдельных элементарных системах длина разломов достигает 1100—1200 км; сдвиг правосторонний (Уэлман, 1971). Системы сейсмоактивны. Транскуррентный разлом Хутанопан разобщает некогда единую Австрало-Азиатскую оловоносную систему, сместив юго-восточный ее австрало-тасманский фланг далеко к юго-востоку. Равным образом, в том же направлении, очевидно, смещена и Центрально-Американская золото-серебряная металлогеническая система на отрезке между Костарикой, Панамой и Колумбией.

По-видимому, следует допустить постоянно действующий процесс приспособления положения планетарных металлогенических систем ТСЗ к элементам поля гравитации и вращения Земли, приводящий к заметному нарушению исходной металлогенической симметрии. При этом наибольшей мерой диссимметрии характеризуются мобильные межконтинентальные зоны, осложненные крупными сдвиговыми нарушениями в плоскости, близкой к эклиптике типа Хутанопан — Бартлет. Не исключено и проявление крупных сдвиговых смещений металлогенических систем в области более высоких широт. В частности, интерес в этом отношении представляет Анъюско-Юконская золотоносная зона,

которая, как предполагают В. И. Бергер, Б. Х. Егиазаров и автор (1971), разграничивает крупнейшие тектоносферные блоки арктид и пацифид.

Е. А. Радкевич
(Владивосток, Дальневосточный геологический ин-т)

ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА В СВЕТЕ МЕТАЛЛОГЕНИИ ТИХООКЕАНСКОГО ПОЯСА

1. Круготихоокеанская металлогеническая область — Тихоокеанский рудный пояс — своим положением документирует замкнутость и консервативность структур обрамления Тихоокеанского устойчивого блока. Структурно-металлогенические зоны обрамления Тихого океана развивались начиная с протерозоя до настоящего времени. Планетарная зональность (С. С. Смирнов), проявленная в различии магматизма и металлогении Внутренней (фемической — Cu , Au) и Внешней (сиалической — Sn , W , Pb) мегазон этой планетарной металлогенической единицы, подчеркивает различную степень влияния симатической и сиалической оболочек Земли на магматизм и минерализацию.

Круготихоокеанский пояс замкнулся, видимо, в позднем мезозое.

2. Наряду с концентрической зональностью пояса устанавливаются признаки его структурной и геохимической асимметрии. Структурная асимметрия с проявлением интенсивного сжатия восточной (американской) ветви и признаков растяжения западной (азиатской) ветви была отмечена Штилле, который связывал ее с движением континентов к западу вследствие вращения Земли. Эти же признаки перемещения в западном направлении можно установить по «отставанию» островных дуг, которые располагаются односторонне относительно континентов — к востоку от них.

Следы перемещения континентов в западном направлении можно усматривать и в сериях параллельных меридиональных разломов, омолаживающихся в восточном направлении, что обуславливает одностороннее смещение разновозрастных металлогенических зон к востоку.

3. Амплитуда смещения континентов (или плит) в западном направлении была незначительной близ Северного полюса, что документируется устойчивостью алеутской линии, продолжение которой прослеживается в цепочке меловых гранитных массивов как на американской, так и на азиатской стороне. По направлению к экватору эта амплитуда смещения, возможно, увеличивается в силу большей линейной скорости вращения Земли на низких широтах. Именно эта особенность может объяснить и процессы деструкции Гондваны. Если же говорить о северных материках, то можно предполагать их сравнительно небольшое вращение вокруг полюса Земли. При этом повороте и связанном с ним перемещении масс к западу сохранялась первоначальная ориентировка протопланетарных трещин в меридиональном, широтном, северо-западном и северо-восточном направлениях, которая обуславливала ориентацию геосинклиналей, складчатых зон и зон активизации. Сочетание близширотных и близмеридиональных структурных элементов особенно отчетливо прослеживается в активизированных областях древних сооружений Восточной Азии.

4. Устойчивость во времени зон проявления кислого магматизма и приуроченных к ним металлогенических зон сиалического типа (Малайя, Боливия) позволяет считать, что предполагаемое нами перемещение континентов к западу происходило по глубинным оболочкам, лежащим вне сферы расположения длительно существовавших рудоносных магматических счагов, очевидно, залегающих в пределах или

в основании сиалической коры и не терявших связи с рудоносными зонами на протяжении сотен миллионов лет.

5. Вулканические пояса, обрамляющие Тихий океан, своим кольцевым расположением подчеркивают влияние как мантийного, так и сиалического слоя. Около Тихоокеанской плиты в гирляндах островных дуг и близ ограничивающих их зон Бенъофа проявлены основные и средние (мантийные) вулканические образования, которые омолаживаются по направлению к Тихому океану, подчеркивая своим расположением положение бывших границ океанического блока (юго-запад Японии).

С другой стороны, на сиалических блоках с мощной континентальной корой развиваются пояса кислых вулканитов, что подчеркивает их генетическую связь с сиалической корой. Нельзя исключать влияние палеоперехватов Бенъофа на зарождение глубинных «струй» тепловых потоков и мантийного вещества, располагавшихся на пересечении этих уходящих на большие глубины полого падающих поверхностей с крутыми разломами. Однако очаги появления кислой магмы, видимо, все же залегали в основании гранитного слоя, представляя полого вытянутые горизонтальные «столбы», протягивающиеся на тысячи километров, что обуславливало сходное развитие поясов кислых вулканитов на их значительном протяжении.

Исключительно интенсивное проявление магматизма в позднемезозойское — юрское и особенно меловое время с возникновением поясов кислых вулканитов (Азия) и мощных эффузивов и батолитовых интрузий (Америка) позволяет предполагать проявление в это время импульса планетарного расширения на общем фоне сжатия Земли. Возможно, с этим импульсом совпало заложение и раздвижение Атлантического океана, которому сопутствовало возбуждение движения плит к западу с образованием отстающих от материков островных дуг окраинных морей (на азиатской стороне) и интенсивной активизацией не только Притихоокеанской зоны, но и ранее образованных структур, уходящих далеко в глубь Азиатского континента. К этому же периоду, возможно, относится также расчленение Гондваны и ориентация ее фрагментов вдоль устойчивого Тихоокеанского блока с образованием прерывистого Тихоокеанского подвижного и вулканического кольца.

6. Данные металлогении, таким образом, позволяют использовать отдельные элементы концепции плитовой тектоники, в частности, существенного влияния зон Бенъофа (Заварицкого) на магматизм и минерализацию как в современных островных дугах, так и в островных дугах прошлого. Металлогенические данные не опровергают представления о горизонтальном смещении плит, однако налагают на них существенные ограничения, позволяя трассировать их и определять возможную амплитуду и время подобных смещений.

Таким образом, изучение современных процессов в области Тихого океана и его непосредственного обрамления дает ценный материал для понимания процессов геологического прошлого. Однако полностью отождествлять геосинклинали прошлого с современными околоокеаническими системами, видимо, было бы ошибочно. Палеогеосинклинали в пределах уже консолидированных материков в значительной части закладывались на сиалической коре в результате рифтообразования и раздвига гранитного слоя. Они были ограничены континентальными массивами, отличались от современных океанов, и в частности Тихого, шириной бассейна осадконакопления и набором осадочных формаций, характеризуясь значительной мощностью осадочных толщ. Очевидно, и симатическая кора (мантия) под континентами, образованию которых предшествовал длительный процесс дифференциации мантийного вещества, и под океанами, где мантия сохраняется в состоянии, близком к первичному, может быть различной. И даже в пределах конти-

нентов могут существовать латеральные отличия мантии в зонах, подстилающих области разного типа развития.

В связи с этим закономерности развития структурно-металлогенических зон, установленные на континентах, сохраняют свою силу и не должны быть опровергнуты с позиций новой глобальной тектоники.

7. Изучение Околотихоокеанского металлогенического кольца, как и современных процессов, протекающих на сочленении континента и океана, несомненно, в дальнейшем прольет свет на многие особенности развития магматизма и оруденения, которые могут быть использованы при металлогенических реконструкциях. В то же время изучение палеометаллогении доставляет важный материал для критического пересмотра существующих тектонических концепций.

Г. Н. Щерба
(Алма-Ата, Институт геол. наук АН КазССР)

ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ И ОРУДЕНЕНИЕ

Неоднородность строения земной коры является результатом взаимодействия космических и глобальных факторов, что можно считать общепринятым. Возникавшие в прошлом и теперь критические напряжения вызывали появление глубинных подвижных зон (систем глубинных разломов, проникавших в мантию) и смещение отдельных неуравновешенных блоков земной коры и тектоносферы в целом в условиях ротационного режима планеты. В результате происходила активизация геологических процессов, возникали новообразования в земной коре континентов и океанов.

ГЕОТЕКТОНОГЕНЫ И ГЛОБАЛЬНАЯ ТЕКТОНИКА

1. Геотектоногены — это линейные или блоково-каркасные новообразования в земной коре с упорядоченным строением, возникшие под влиянием глубинных подвижных зон. В их пределах происходило преобразование ранее существовавшей земной коры, ее сиалитизация, приращение под влиянием тепломассопотока из верхней мантии. Активизировалась дифференциация вещества, при этом образовывались закономерно размещавшиеся ряды геологических формаций (осадочных и магматических), в своей совокупности создававшие линейные или блоково-каркасные тела геотектоногенов (Щерба, 1970). Последние особенно характерны для древних щитов, платформ и срединных массивов с их многократным полициклическим развитием.

По своим размерам геотектоногены разделены на пять групп — от глобальных до локальных. Кроме того, они различаются по времени образования, строению, составу.

2. Механизм формирования геотектоногенов протерозоя и фанерозоя определяется возникновением периодических переменных локальных напряжений, вызывающих появление систем глубинных разломов, связывающих своими каналами мантию с верхними горизонтами земной коры, субвертикальных и субгоризонтальных перемещений блоков. Глубинные подвижные зоны — области разрядки напряжений, отдушины мантии (области разгрузки тепломассопотоков). Макроритмичность выражается в чередовании растяжений и сжатий, раздвижений и сдвижений бортовых частей. Ранняя стадия господствующих растяжений приводит к разломам, образованию прогибов и рифтов, осадконакоплению и проникновению магматических веществ верхней мантии базальтового слоя. Средняя стадия (инверсионная) характеризуется чередо-

ванием напряжений сжатия и растяжения, развитием внутрикорового магматизма, складчатости. В позднюю (орогенную) стадию происходит гранитизация и приращение мощности земной коры и, как следствие этого, — гравитационное всплывание новой структуры. Расчеты показали, что величина разрастания линейного геотектоногена в ширину за один тектонический цикл достигает от нескольких километров до первых десятков километров; подобное возможно только при раздвижении бортовых частей океанической или континентальной коры.

Сейсмическое профилирование обнаружило наличие в разрезах не одной, а нескольких поверхностей раздвигов и не только на границах геофизических слоев, но и внутри них и даже в верхней мантии. Таким образом, относительное перемещение и раздвижение второстепенных блоков (для Восточного Казахстана в фанерозое суммарно 70—100 км) внутри континентального массива Евразии происходило не только и не столько по слою астеносферы, сколько по многим вышележащим субгоризонтальным поверхностям. Местами возникавшая дугообразность граничных разломов — следствие поступательно-вращательного движения блоков. Судя по расположению допалеозойских массивов Казахстана, амплитуды относительного перемещения блоков в докембрии были даже более значительными, чем в фанерозое.

3. Цикличность формирования геотектоногенов устанавливается вполне определенно. Помимо моноциклических (байкальских, каледонских, герцинских и др.), существуют и полициклические, еще более сложные по своему строению, геотектоногены, образованные в процессе переработки прежних и наращивания структур позднего цикла на ранние. «Корни» их еще глубже проникают в мантию. Сохраняется общая тенденция все возрастающей сиалитизации земной коры от цикла к циклу.

Помимо макроциклов продолжительностью в десятки миллионов лет, четко проявлены циклы все более низших порядков. Все это противоречит утверждениям об устойчивой однонаправленности движения плит в прошлом.

4. Внутреннее строение геотектоногенов сложное — каркасно-многослойное, отражающее механизм разрастания и преобразования земной коры. Геологические тела каждого последующего цикла пронизывают (интрузии, метасоматиты) или перекрывают (осадки, вулканиты) ранее образованные, создавая определенным образом хронологически упорядоченные вещественные системы. Прирастание новой структуры происходило как симметрично, так и асимметрично (Тихоокеанский пояс), свидетельствуя о неоднородности движений. Явления поддвигов пока не зафиксированы; имеются только указания на чередование слоев с различной плотностью в разрезах земной коры Срединного Тянь-Шаня, а также на наличие гравитационной неуравновешенности.

5. Геотектоногены линейного и каркасного типов характерны не только для континентов, но и для океанического ложа. Многие островные дуги и срединно-океанические хребты представляют собой геотектоногены «базальтового» и «диоритового» периодов развития земной коры. Сквозные рифты, трог, разломные и горные системы континент — океан являются доказательством всеобщего глобального характера механизма формирования геотектоногенов. Следовательно, идея спрединга применима и для континентов.

В структуре континентальных геотектоногенов со временем все уменьшается доля мантийного вещества (20—5—1%) и возрастает корового — седиментного и магматического, тогда как в океанических пока преобладает материал мантии. Таким образом, высказанная нами гипотеза включает ряд достижений глобальной тектоники и в то же время лишена многих ее слабых мест.

1. Процессы образования геологических формаций как продуктов дифференциации геологического вещества в геотектоногенах, в зависимости от степени упорядочения, приводят к возникновению и соответствующих рудных формаций. Последние либо пространственно совмещены с родственными им геологическими формациями, либо залегают вне их. Те и другие создают пространственные тела, определенным образом расположенные.

2. Закономерным рядам геологических формаций соответствуют определенные рудные формации. Связи здесь генетические, парагенетические или отдаленные; руды синхронные либо эпигенетические. В полициклических геотектоногенах металлогенические эпохи повторяются, но каждая последующая олицетворяет собой более высокую ступень развития. Если, допустим, магматические формации становятся более кислыми, то и в связанных с ними рудных формациях отмечается все возрастающая литофильность. Со временем усиливается сиалитизация земной коры и верхней мантии, углубляются «корни гор».

3. Геологические и рудные формации по стадиям развития геотектоногенов закономерно сменяют друг друга во времени от более фемических к сиалическим как при моно-, так и при полициклическом механизме. При этом образуются структурно-металлогенические зоны. Пространственное их размещение определяется направленностью ритмичного раздвига бортовых частей (симметричное и асимметричное расположение последовательных продольных структурно-металлогенических зон), а деформации, складчатость — обратными сдвигами.

4. В зависимости от типа геотектоногенов возникали либо рудные пояса (линейный тип), либо металлогенические провинции (каркасный тип) со своим особым характером распределения оруденения.

Гипотеза глубинных подвижных зон и ступенчатого развития земной коры послужила основой для постановки исследований в Успенской тектонической зоне Казахстана, где был установлен крупный рудный пояс. Сейчас такие же комплексные исследования планируются в новом Чу-Илийском рудном поясе.

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ

1. Теория геосинклиналей в ее классическом виде уже исчерпывает свои возможности, и задача заключается в создании новой теории развития земной коры на основе современных геофизических данных с учетом вертикального и горизонтального распределения геологического вещества. Вариантами ее являются гипотезы ступенчатого развития земной коры под влиянием глубинных подвижных зон и гипотеза плит, или «новая глобальная тектоника». Реальными надо признать: вертикальную и горизонтальную миграцию и упорядочение вещества планеты и горизонтальное смещение блоков, плит, структурных пластин.

2. Геологические процессы на Земле цикличны, что, по-видимому, обусловлено ее принадлежностью к космическому телу, занимающему определенное место в Солнечной и Галактической системах. Общие планетарные и региональные тектонические циклы на Земле могут не совпадать как вследствие одновременного волнового вступления и завершения деформаций, так и вследствие нарушения равновесия с появлением разломов и смещения блоков под влиянием ротационных сил.

3. Достижением глобальной тектоники является обоснование горизонтального смещения плит, наличие спрединга. Нужно только отметить, что смещение протекает не только по астеносфере, но по многим поверхностям, особенно это характерно для внутриконтинентальных блоков (субгоризонтальные поверхности раздела в земной коре, структу-

ры меланжа, раздвиги слоев в рифтах и внутриконтинентальных морях и особенно многочисленные ограничивающие наклонные и субвертикальные разломы, зоны смятия). С этим связана и металлогения, формирование и дислокация рудных поясов, рудных провинций и узлов и последующие их преобразования (разрывы и смещения, денудация и гомотенизация).

В Казахстане наблюдается смещение фрагментов рудных поясов фанерозоя вдоль преобладающих субширотных поверхностей. Так, например, сдвинуто северо-западное продолжение Рудного Алтая; аналогичные факты наблюдаются в Северном Прибалхашье, Улутау, Чу-Или. Значительные перемещения отмечены и вдоль наиболее поздних субмеридиональных разломов (восточный фланг Успенского рудного пояса и др.). Амплитуды раздвигов — многие десятки километров, что должно учитываться при поисково-разведочных работах. Наконец, разными авторами отмечены и более крупные перемещения частей глобальных рудных поясов.

4. Основой эндогенной металлогении все же нужно признать субвертикальную миграцию и дифференциацию вещества верхней мантии и земной коры по глубинным подвижным зонам.

Ф. Я. Корытов
(Москва, ВИЭМС)

О РУДОНОСНЫХ ПОЯСАХ ВОКРУГ ОКЕАНОВ

1. Анализ фактического материала по рудоносности континентов свидетельствует о том, что помимо известного Тихоокеанского рудного пояса (Полетика, 1866; Эммонс, 1925; Смирнов, 1946) существуют пояса повышенной концентрации месторождений различных полезных ископаемых в периферических частях континентов вокруг всех других океанов (Корытов, 1972).

2. Наиболее отчетливым является рудный пояс вокруг Атлантического океана, в пределах которого в Северной и Южной Америке, Европе и Африке отмечаются зоны интенсивного развития палеозойского и особенно мезозойско-кайнозойского эндогенного и экзогенного оруденения (W, Sn, Mo, Cu, Pb, Zn, Hg, Sb, флюорит, барит и др.). Формирование рудных поясов по периферии всех континентов было особенно интенсивным в конце мезозоя и начале кайнозоя — в эпоху планетарной тектонической активизации, для которой в связи с распадом и дрейфом континентов характерно ведущее развитие крупных субмеридиональных и субширотных разломов, вскрывших глубинные (мантийные) рудоносные магматические очаги и определивших соответствующую ориентировку срединно-океанических хребтов и рифтовых зон на континентах, а также многих металлогенических зон и поясов. Рудные пояса вокруг океанов характеризуются неравномерным, зональным и часто регулярным (через равные интервалы) размещением в их пределах узлов и полей месторождений полезных ископаемых.

Примером этого может служить регулярное расположение субмеридиональных рудных зон в Западной Европе, а также рудоносных узлов в Мексике, Бразилии и других регионах континентов.

3. С поясами интенсивного мезозойско-кайнозойского рудообразования вокруг океанов тесно связаны многие рудные зоны и пояса, расположенные внутри континентов, а также потенциально рудоносные зоны в самих океанических впадинах.

4. Значительные перспективы для поисков вулканогенно-осадочных и гидротермальных месторождений W, Sn, Mo, Cu, Au, Pb, Zn, Hg, Sb, U, флюорита, барита и других полезных ископаемых имеют не только районы окраин всех континентов (например, арктические части Евра-

зии, периферические части Антарктиды и др.), но и дно Мирового океана. Дно океанических впадин (места их сопряжения с континентами, срединно-океанические хребты и другие районы) перспективно также для поисков промышленных месторождений полезных ископаемых, связанных с карбонатами и кимберлитами.

*В. В. Соловьев
(Ленинград, ВСЕГЕИ)*

МОРФОСТРУКТУРЫ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА В СВЯЗИ С НЕКОТОРЫМИ АСПЕКТАМИ ГЛОБАЛЬНОЙ ТЕКТониКИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Структуры центрального типа, существенно отличающиеся от линейных структур, в последние годы привлекают внимание все большего числа геологов. Повышенный интерес к ним объясняется в первую очередь вопросами практики. С многими из этих структур ассоциируются месторождения и рудопроявления полезных ископаемых. И. Н. Томсон и М. А. Фаворская успешно развивают концепцию о рудоконтролирующей роли такого рода структур. Многие специалисты (А. В. Авдеев, В. Ф. Белый, В. К. Денисенко, Т. В. Перекалина, Г. П. Скублов, Г. М. Фремд и др.) исследуют те или иные вопросы, связанные с этой категорией структурных форм.

Представляется небезынтесным рассмотреть основные пространственно-временные закономерности развития структур центрального типа с позиций морфотектоники в связи с представлениями о новой глобальной тектонике и металлогении. Использование результатов морфоструктурного анализа для этой цели особенно важно, так как дает возможность существенно дополнить геологические представления о пространственном положении анализируемых объектов. Для многих из них слагающие магматические тела лишь частично вскрыты современным денудационным срезом или вообще не экспонированы. Морфотектонические построения помогают выяснить положение слепых магматических тел, потенциально перспективных в отношении металлоносности, и оконтурить их площади (Дубинчик, Путинцев, Соловьев, 1973).

Структуры (а соответственно и морфоструктуры) центрального типа достаточно разнообразны. К ним относятся ряд батолитов, лакколитов, штоки, кольцевые иконические дайки, трубки взрыва, субвулканические образования, стратовулканы, кальдеры и прочие.

Наибольшим распространением пользуются магматогенно обусловленные структуры.

Весьма широко представлены интрузивные и вулканогенные комплексы (включая вулcano-тектонические формы). Для них характерно концентрически-зональное расположение слагающих фаций, обычно хорошо выявляющееся при геологической съемке и дешифрировании аэрофотоснимков. Кроме того, существует еще одна обширная группа структур центрального типа, нередко ускользающая от внимания исследователей, а именно — конфокальные структуры. Они образованы конически сходящимися к единой оси зонами повышенной трещиноватости и разломов, возникающими в процессе импульсной разрядки напряжений из отдельных энергогенерирующих центров. Зоны трещиноватости и разломы имеют секущее положение по отношению к линейным структурам вмещающих толщ. Основные концентрические элементы обнаруживают падение к центру структур. Для всех представителей этой группы характерна симметрия конуса и радиально-концентрическое расположение каркасных элементов в плане. Проекция на дневную поверхность ослабленных зон предопределяют возникновение геометриче-

ски правильных* морфоструктур, наиболее часто представленных куполовидными или кольцевыми формами (Соловьев, 1972).

В отличие от вулканогенных и собственно интрузивных структур рассматриваемая группа структурных форм фиксируется на поверхности литосферы не комплексами магматических тел, образующих достаточно выдержанные поля, а разрозненными лентами метасоматически измененных пород, цепочками даек, жилами, малыми интрузиями и т. п. Однако пространственное расположение последних строго закономерно и трассируется по радиально-концентрическому каркасу конфокальных структур. Такого рода структуры наиболее уверенно выделяются геоморфологическими методами и при дешифрировании высотных и космических аэроснимков.

Определенная конвергентность структурных признаков рассмотренных групп структур центрального типа (преобладание концентрических и радиально-концентрических элементов) отражает принципиально общий способ возникновения — за счет направленного высвобождения энергии из отдельных очагов.

Механизм образования большинства структур центрального типа еще недостаточно изучен. Широким распространением пользуется концепция Е. М. Андерсона (Anderson, 1936), исходящая из представлений о динамическом воздействии магматических масс на земную кору. В последние годы все больше сторонников приобретают суждения о волновой природе деформаций в связи с импульсно-волновой разрядкой энергии из земных недр (Плотников и Петров, 1965, 1968, и др.).

Безотносительно к решению вопроса о механизме образования структур центрального типа, не оставляет сомнения, что большинство их являются производными тектоно-магматического процесса и в наиболее прямой форме отражают жизнь и эволюцию различных оболочек Земли. Обуславливаясь мобилизацией глубинного вещества, структуры центрального типа выступают как потенциально продуктивные рудоносные объекты. Поэтому понятно стремление исследователей использовать наиболее рациональные методы для выявления такого рода структур. Весьма эффективным в этом отношении оказался геоморфологический анализ, направленный на дешифрирование структурных форм центрального типа (Попова, 1966; Фаворская, Волчанская, 1966; Волчанская, 1972, и др.). Таким путем были успешно выявлены для отдельных районов СССР структуры центрального типа позднемезозойско-кайнозойского и кайнозойского заложения.

В неотектоническом плане земной коры морфоструктуры центрального типа имеют сугубо подчиненное значение, выступая как локальные формы на фоне линейных складчатых структур. Исключение составляют молодые вулканогены, где эти формы явно доминируют. Однако такое соотношение, учитывая относительную краткость и незавершенность геоморфологического (по И. П. Герасимову) этапа, не может быть показательным для всего тектонического развития земной коры. Для оценки роли структур центрального типа в процессе планетарного тектогенеза необходимо иметь информацию о их распространении и в предшествующие этапы эволюции литосферы.

Существенную помощь в этом отношении оказывает палеогеоморфологический анализ, комплексное использование геолого-геофизических данных и применение специального приема исследования гетерогенных геоморфологических линеаментов (метод дирекционных аномалий). Последний позволяет выделить не только кайнотипные, но и разновозрастные центральные формы, переработанные и измененные неотектоническими движениями (Соловьев, 1973).

Проведенная морфологическая типизация предусматривает разделение рассматриваемых структур на три основные группы: купольные (положительные), кольцевые (отрицательные) и купольно-кольце-

вые (переходные между положительными и отрицательными формами). Как показало сравнительное изучение морфоструктур и петрофизических фаций Дальнего Востока СССР (Дубинчик и др., 1973), эта морфологическая типизация отражает и определенные генетические связи с не вскрытыми денудацией потенциально металлоносными магматическими телами.

Такой комплексный подход позволил составить карту м-ба 1:7 500 000, показывающую размещение на территории СССР разновозрастных (от позднего докембрия до кайнозоя включительно) структур центрального типа.

Осуществлено также крупномасштабное морфотектоническое изучение подобных структур для отдельных рудных узлов как в СССР, так и за рубежом. Все эти работы привели к ряду заключений о пространственно-временном развитии структур центрального типа:

1. Структуры центрального типа (включая криптоформы), являясь производными тектоно-магматического процесса, наиболее прямо отражают направленное высвобождение энергии из отдельных очагов, связанных с верхней мантией или поверхностями разделов различных горизонтов земной коры.

2. Длительное пульсирующее развитие большинства структур (особенно конфокальных) указывает на высокую стабильность существования энергогенерирующих центров.

3. Таксономическая дискретность латеральной размерности структур центрального типа (от элементарных с поперечником 1—2 км до планетарных с диаметром в тысячи километров), вероятно, связана с определенной глубинной дифференциацией (зональностью?) размещения возмущающих центров.

4. В различных геотектонических областях преобладают те или иные типоморфные категории структур. Для платформенных областей преобладающими являются кольцевые структуры, для складчатых — купольно-кольцевые и кольцевые, осложненные мелкими куполами, для зон молодого альпийского горообразования наиболее характерны купольные формы.

5. Отмечается (особенно для платформ) известная упорядоченность взаиморасположения структур центрального типа, отражающая, по-видимому, положение глубинных нарушений фундамента. Так, для Русской платформы характерно преобладание цепочек однопорядковых структур северо-восточного простирания, для Западно-Сибирской — субмеридионального, для Восточно-Сибирской — северо-западного.

6. Высокая плотность трещиноватости и разломов в пределах рассматриваемых структур благоприятствует интенсивному проникновению в их пределы рудоносных растворов и флюидов, что обуславливает повышенную экстенсивность, а в ряде случаев и интенсивность оруденения этих форм. На упомянутой карте СССР м-ба 1:7 500 000 отмечена закономерная приуроченность к кон центрам структур центрального типа более 60% крупных месторождений золота, олова, молибдена и других полезных ископаемых, установлена тесная пространственная корреляция с ними флюоритовой минерализации. Для Либерийского щита (рис. 1) выявлена приуроченность к кон центрам морфоструктур целого ряда алмазонасных трубок взрыва и месторождений золота. Подобная же закономерность в расположении кимберлитовых тел установлена и для Сибирской платформы.

Интересно проанализировать, насколько высказанные соображения о структурах центрального типа согласуются с положениями новой глобальной тектоники. На первый взгляд вывод о стабильности и длительности существования энергогенерирующих очагов противоречит представлениям о горизонтальной мобильности литоплит.

Однако, если учесть глубину заложения этих очагов, в большинстве случаев значительно меньшую, чем мощность перемещающихся материков, становится ясно, что противоречие это кажущееся. Более того, дешифрирование концентров некоторых криптоструктур нередко обнаруживает их своеобразный асимметричный рисунок, возникающий при горизонтальном перемещении относительно маломощной «чешуи» литосферы над стабильным энергогенерирующим очагом.

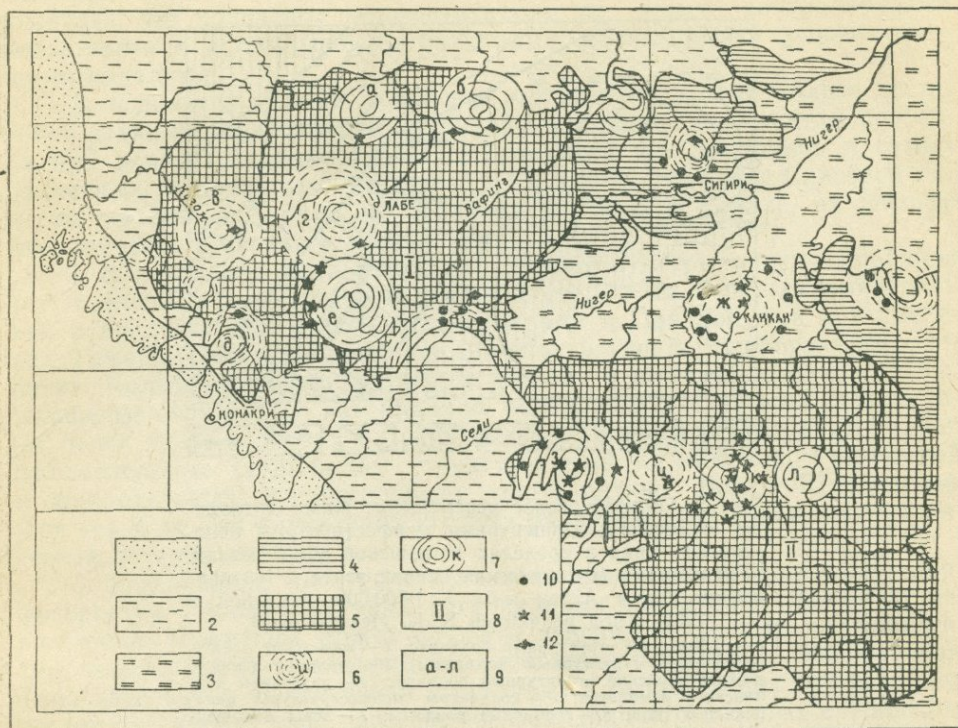


Рис. 1. Морфоструктурная схема северо-западной части Либерийского щита. (Данные о размещении месторождений взяты из книги Б. М. Михайлова «Геология и полезные ископаемые Либерийского щита», 1969).

1 — участки значительных неотектонических погружений; 2 — участки слабо погружающиеся и относительно стабильные; 3 — участки стабильные и слабо поднимающиеся; 4 — участки умеренно поднимающиеся; 5 — области сводовых поднятий. Контуры морфоструктур центрального типа: 6 — палеотипных; 7 — кайнотипных; 8 — своды: 1 — Фута-Джалон; 11 — Южногвинейский; 9 — морфоструктуры центрального типа: а — Мали, б — Куанда-Ко, в — Сангареди, г — Лабе, д — Фриа, е — Далаба, ж — Канкан, з — Бафи, и — Кисидугу, к — Бананкоро, л — Кониани; 10 — месторождения золота; 11 — месторождения алмазов; 12 — месторождения бокситов.

На схеме (рис. 2) изображен такой пример для Иртышской зоны смятия. Выявление подобных морфотектонических структур дает возможность не только установить горизонтальное смещение блоков коры, но и определить его амплитуду. В приведенном примере она составляет 15 км.

Представляется, что морфотектонический анализ структур центрального типа может оказать помощь и при уточнении контуров отдельных мегаплит, входящих в состав глобальных плит литосферы. Так, например, сгущение купольных структур трассирует границы «чешуй» и «пластин» литосферы, выделенных С. С. Шульцем (мл.) для Тянь-Шаня, и контуры девонских материков Казахстана и Южной Сибири, отмеченные Л. П. Зоненшайном. Видимо, расположение Восточно-Азиатской морфоструктуры первого порядка, образующей полузамкнутое кольцо (от Забайкалья через Становой хребет, Сихотэ-Алинь, Северную

Корею и Северо-Восточный Китай), также определяется позицией крупной мегаплиты. Периферия этой полукольцевой морфоструктуры подчеркнута многочисленными низкопорядковыми куполами, проявлением молодого базальтового вулканизма, рифтовой зоной Забайкалья, грабенами Становика и флексурой материкового склона вдоль Сихотэ-Алиня. Юго-западная граница ее образована крупнейшим линейamentом, протягивающимся от Ляодунского залива к юго-западной оконечности Байкала. Вполне вероятно, что другая планетарная морфоструктура,

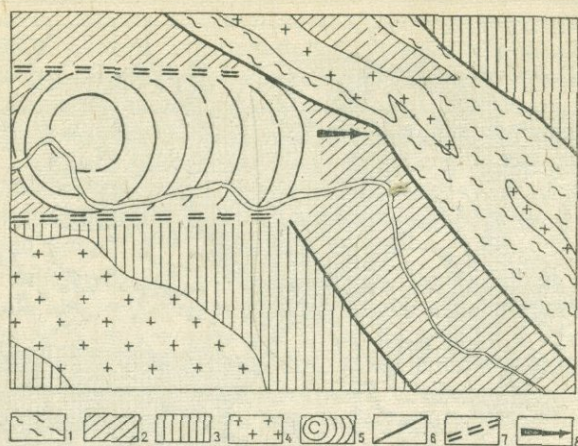


Рис. 2. Горизонтальное перемещение блока литосферы, отмеченное концентриями морфоструктуры центрального типа в пределах Иртышской зоны смятия. (Упрощенная тектоническая основа взята с тектонической карты Алтая м-ба 1:1 000 000, изданной в 1963 г. под редакцией В. П. Нехорошева).

1 — эйфельский структурный подъярус; 2 — живетский — нижнефранский структурный подъярус; 3 — верхнефранский — нижнетурнейский структурный подъярус; 4 — интрузивы калбинского комплекса; 5 — концентры морфоструктуры центрального типа; 6 — глубинные разломы; 7 — зоны повышения трещиноватости над скрытыми разломами фундамента; 8 — направление горизонтального перемещения блока.

стягивающая в громадное кольцо мезозоиды Северо-Востока СССР, ограничивает другую литоплиту.

Показательно, что наивысшая экстенсивность эндогенного оруденения приурочена к внешним концентриям морфоструктур первого порядка, т. е. соответственно к краевым зонам мегаплит литосферы.

Таким образом, результаты морфотектонического анализа структур центрального типа не только не противоречат положениям новой глобальной тектоники, но и могут быть использованы при установлении пространственных границ отдельных плит и чешуй литосферы, а также при решении ряда вопросов прогнозирования полезных ископаемых в пределах литоплит.

Н. Г. Чижова
(Ленинград, ВСЕГЕИ)

КОЛЬЦЕВЫЕ МОРФОСТРУКТУРЫ И ИХ РОЛЬ В ЛОКАЛИЗАЦИИ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ (НА ПРИМЕРЕ ТИМАНО-УРАЛЬСКОГО РЕГИОНА)

1. Как известно, подавляющее большинство рудных месторождений на Земле связано с зонами разломов или участками их сопряжения. Для прогнозирования скрытых месторождений структурно-геоморфоло-

гический метод совместно с использованием аэросхем и геофизических материалов может оказаться наиболее экономичным, направляющим более детальные геологические исследования и поиски полезных ископаемых.

В этом плане определенный интерес представляют кольцевые морфоструктуры — своеобразные структурные формы, отражающиеся в орогидрографических элементах правильных кольцевых и дугообразных очертаний. То обстоятельство, что с этими образованиями нередко пространственно связаны эндогенные месторождения, заставляет предполагать, что кольцевые морфоструктуры на Земле контролируются кольцевыми и дугообразными разломами, являющимися рудовмещающими каналами.

До недавнего времени кольцевые морфоструктуры считались достаточно редкими образованиями. Однако в последнее десятилетие, особенно при использовании космических снимков, они выявились в самых различных регионах земного шара: в Казахстане, в Алтае-Саянской области, на севере Сибири, на Дальнем Востоке, в Канаде, на шельфе Атлантического океана и многих других местах.

2. В последние годы кольцевые морфоструктуры разных порядков (от нескольких километров в диаметре до 100 км и более) выявились как в пределах складчатой области Урала и Пай-Хоя, так и в пределах Тимано-Печорской провинции, переживающей платформенное развитие. Кольцевые морфоструктуры первого и второго порядков (мегакольцевые структуры), как правило, осложнены кольцевыми структурами более низкого порядка. Среди кольцевых морфоструктур выделены: положительные (купольные) структуры типа Ханмейской, Рай-Изской и отрицательные (депресссионные) типа Карской, Верхне-Щучьинской. Для тех и других характерна система разломов двух типов: концентрическая и радиальная.

3. Установлена пространственная сопряженность кольцевых морфоструктур с зонами крупных региональных разломов и узлами их пересечений. Примером может служить цепочка кольцевых морфоструктур, трассируемых Байдарацким глубинным разломом. Это Карская, Торосовейская и Левдиевская структуры. Каждая из них соответственно расположена в узле пересечения Байдарацкого разлома с Карским, Сивовским, Западно-Уральским разломами.

4. Купольные кольцевые морфоструктуры особенно четко фиксируются в районах, где имеются изометричные в плане крупные интрузивные тела (массивы Рай-Из, Сыум-Кеу). Как правило, вдоль контактов таких интрузивов или на некотором удалении от них наблюдаются зоны повышенных тектонических деформаций: дугообразные и кольцевые разрывные нарушения, зоны интенсивной трещиноватости пород, зоны, подвергнутые окварцеванию, ожелезнению и т. д.

5. Купольные кольцевые морфоструктуры установлены не только в поле развития плутонических и вулканогенных комплексов, но и среди древних протерозойско-кембрийских глубоко метаморфизованных толщ (например, в пределах Харбейского антиклинория на Полярном Урале, Ханмейская купольная морфоструктура или Кожимская мегакольцевая морфоструктура на Приполярном Урале). Геоморфологическое выражение их на современном эрозионном срезе обусловлено закономерным концентрическим сочетанием морфогенетических типов и структурных элементов рельефа, являющихся совокупным проявлением активной и пассивной морфотектоники. Такого типа структуры, развитые среди метаморфических комплексов, могут являться свидетельством существования на данных участках скрытых магматических структур. И если это подтвердится геологическими и геофизическими данными, то в этих случаях структурно-геоморфологический метод может быть взят на вооружение при поисках скрытых месторождений,

«связанных с магматическими структурами, не вскрытыми современным денудационным срезом.

6. Установлено, что кольцевые морфоструктуры четко отражаются в геофизических полях земной коры. Концентрическое расположение гравитационных и магнитных полей над кольцевыми морфоструктурами свидетельствует об определенной взаимообусловленности динамики глубинных сред и характера современного рельефа. Примером могут служить Карская, Торосовейская и Левдиевская структуры на Пай-Хое. При сопоставлении этих структур с геофизическими полями (по данным Р. И. Водолазского и Д. Г. Осолодкова) установлено, что все три структуры совершенно отчетливо отражаются в гравитационных и магнитных полях, имеющих также концентрическое расположение.

7. Установлена определенная закономерность в размещении известных месторождений и проявлений полезных ископаемых не только с линейными, но и с кольцевыми морфоструктурами, впервые выявленными по геоморфологическим данным. Примером может служить Ханмейская купольная морфоструктура на Полярном Урале. Все известные здесь проявления железа, молибдена и сурьмы приурочены к зоне предполагаемого кольцевого разлома. В пределах Рай-Изской кольцевой морфоструктуры все известные месторождения и проявления железа и хрома строго совпадают с участками предполагаемых кольцевых и дугообразных разломов, впервые выявленных геоморфологическими методами. Такая же закономерность выявилась и по другим регионам. Так, по мнению И. Н. Томсона и М. А. Фаворской (1968), большая часть известных купольных структур являются рудоконтролирующими. По подсчетам В. В. Соловьева (1973), более 60% крупных месторождений золота, редких металлов и других полезных ископаемых в СССР связано с зонами повышенной трещиноватости в купольных и кольцевых структурах. В Горном Алтае, по данным М. А. Чурилина (1971), 85% известных месторождений и проявлений эндогенного оруденения приурочено к дугообразным разломам. Эдуард Уиссер (1964) на основе изучения 18 рудных полей в Северо-Американских Кордильерах пришел к выводу, что большинство из них связано с радиальными и концентрическими разломами в купольных структурах.

Произведенный нами анализ рельефа по топографическим картам районов Кольского полуострова, севера Сибирской платформы, Таймыра, окрестностей Норильска, с целью выявления кольцевых морфоструктур, и механическое перенесение известных здесь месторождений эндогенного оруденения на карты с кольцевыми структурами показали удивительное совпадение месторождений с предполагаемыми кольцевыми разломами. Особенно наглядным является пространственное расположение кимберлитовых трубок взрыва на Сибирской платформе, строго совпадающее с зонами крупных дугообразных и кольцевых разломов, выявленных на основе анализа топографических карт.

Вопрос о механизме образования подобных структур является весьма сложным, пока еще недостаточно изученным. По-видимому, он будет разрабатываться в области геологии, возможно, ядерной физики, физики твердого тела с применением экспериментальных данных. Однако стратистический материал показал, что для всех областей широкого развития кольцевых морфоструктур характерна глыбовая тектоника с широким развитием разломов глубокого заложения. Зоны их приоткрывания, узлы пересечения и сопряжения были, по-видимому, магмовыводящими каналами. Одним из важнейших элементов в механизме формирования кольцевых форм явилась относительно кратковременная, а при взрывных явлениях — мгновенная, деформация горных пород, возникающая при сравнительно быстром подъеме магматического вещества из глубин в верхние слои земной коры. В результате мгновенного взрыва, по-видимому, образовалась такая кольцевая морфострукту-

ра, как Карская депрессия. Диаметр ее кольца составляет около 50 км. Оконтурена депрессия выходами туфобрекчий и лав. Наличие в обломках туфобрекчий пород сантонского возраста свидетельствует, что образование депрессии произошло в послесантонское время, возможно, в неогене. То обстоятельство, что некоторые исследователи (В. Л. Масайтис, П. С. Воронов) считают возможным относить такого типа структуры, как Карская, к астроблемам, побуждает более подробно остановиться на данном вопросе.

При анализе топографических карт и дешифрировании аэросхем, с целью выявления кольцевых морфоструктур, в целом ряде регионов выявились кольцевые морфоструктуры с концентрическим расположением колец, вписанных друг в друга. В тех случаях, когда кольца имеют общий центр, наблюдается закономерность, близкая к закону геометрической прогрессии, когда диаметры колец через одно уменьшаются примерно вдвое. Эта же закономерность была установлена, по опубликованным геолого-морфологическим картам и снимкам, для кольцевых структур Луны и Марса. Отсюда можно предположить существование общих закономерностей в механизме образования кольцевых структур планет Солнечной системы. Однако в этом вопросе следует различать кольцевые формы эндогенного происхождения от астроблем. Астроблемы предполагают одноактность формирования кольцевых форм, вулканическая и интрузивная деятельность допускает многофазность. Наличие нескольких колец, закономерно расположенных одно в другом, как это наблюдается в Карской, Торосовейской и других структурах, как раз и является свидетельством эндогенного происхождения этих образований, что, по-видимому, обусловлено закономерно затухающими импульсами передачи энергии из глубоких недр Земли.

СОДЕРЖАНИЕ

Стр.

Предисловие	3
-----------------------	---

I. Проблемы металлогении и новая глобальная тектоника

А. А. Ковалев. Новая глобальная тектоника и металлогения	4
П. Н. Кропоткин. Современное состояние теории мобилизма	10
В. И. Смирнов. Зоны Бенюфа и геосинклинальная металлогения	—
С. Н. Иванов. Металлогения на новой геотектонической основе	11
Ю. Ф. Чемяков. Тектоническая систематика в свете новой глобальной тектоники и ее значение для металлогенического анализа	15
С. С. Шульц (мл.). Глобальная тектоника и прогнозирование месторождений полезных ископаемых	20
Л. П. Зоненшайн, М. И. Кузьмин, В. И. Коваленко. Структурно-магматическая зональность, эндогенная металлогения и тектоника плит	26
В. М. Моралев. Тектоника плит в применении к анализу металлогении древних платформ	30
Н. Я. Кунин. О развитии теоретических основ новой глобальной тектоники и выявлении ее проявлений на континентах	32
В. Е. Хаин. Новая глобальная тектоника — современное состояние и нерешенные вопросы	33

II. Иерархия геологических структур, их развитие и проблемы металлогении

В. И. Драгунов. Тектонические объекты в иерархическом и систематическом отношениях	36
В. И. Васильев. Структура Земли и иерархия плит литосферы	39
Э. И. Кутырев. Планетарная металлогения в свете палеореконструкций	45
М. И. Розинов, Л. Е. Шолпо. Опыт применения палеомагнитных реконструкций при региональных металлогенических исследованиях	50
Д. В. Рундквист. Формирование планетарной металлогенической зональности в ходе эволюции земной коры	52
В. Е. Попов, Е. В. Альперович. Типы структур и формаций подвижных поясов в ходе эволюции земной коры континентов	60
Ю. В. Казыцын, Э. А. Ланда, Д. В. Рундквист. Метасоматизм и глобальная тектоника	61
В. М. Немцович. Эволюция магматизма и глобальная тектоника	66
А. А. Смыслов, У. И. Моисеенко. Неоднородность теплового режима земной коры и проблемы глобальной тектоники	68
Л. М. Плотикинов. Неоднородность поля механических напряжений земной коры и закономерности размещения месторождений эндогенных полезных ископаемых	73
В. Н. Ларин. Внутренние причины тектогенеза в свете гипотезы изначально гидридной Земли	76
И. В. Круть. Иерархия геотектонических систем	77

III. История геологического развития, металлогения отдельных регионов и проблемы новой глобальной тектоники

А. А. Ковалев, Ю. В. Карякин. Эволюция земной коры Зайсанской складчатой системы с позиций концепции тектоники плит и некоторые вопросы металлогении	81
Д. И. Мусатов, Ю. М. Мальцев. Геологическое развитие и основные черты металлогении складчатой области Южной Сибири в свете теории тектоники плит	85
Д. И. Мусатов. Развитие Енисейско-Туруханского подвижного пояса и его металлогения как результат взаимодействия литосферных плит	89
В. Д. Дмитриев, Г. П. Декин, Г. П. Яроцкий. Некоторые особенности строения Корякско-Камчатского региона и его металлогенической специализации	92
Г. В. Тарасенко, В. Д. Дмитриев, Б. В. Ежов, М. М. Лебедев, Б. В. Лопатин, Г. П. Яроцкий. Мегаблоки и металлогеническая зональность Корякского нагорья Камчатки	93

<i>В. И. Казанский, В. И. Старостин, М. В. Чеботарев.</i> Металлогеническая зональность Анд и тектоника плит	95
<i>А. В. Мишина, И. В. Виноградов, Ю. Г. Гатинский, Г. А. Кудрявцев.</i> Латеральная зональность магматизма и металлогении Юго-Восточной Азии и ее связь с зонами Беньюфа	98
<i>И. К. Волчанская.</i> Сквозная зона Энкорадж — Прадхо-Бей на Аляске как предполагаемая граница плит	100
<i>В. А. Унксов.</i> Мезозойско-кайнозойская металлогения Африки и тектоника плит	103
<i>В. В. Козлов, Е. Д. Сулиди-Кондратьев.</i> Плитовая тектоника и зональность магматизма и оруденения в Западном Средиземноморье	107

IV. Закономерности размещения полезных ископаемых и проблемы новой глобальной тектоники

<i>В. А. Кузнецов.</i> Элементы глобальной тектоники и важнейшие закономерности размещения ртутных месторождений	109
<i>В. И. Бергер.</i> Эволюция сурьмяного и ртутного оруденения подвижных областей	110
<i>С. В. Москалева.</i> Рифтогенез и металлогения гипербазитов	115
<i>М. В. Денисова.</i> Закономерности размещения и формирования крупных и гигантских сульфидных медно-никелевых месторождений в свете глобальной тектоники	120
<i>С. Е. Колотухина.</i> Редкометалльные провинции древних платформ Южного полушария (их положение на древнем суперконтиненте Гондвана)	121
<i>Ю. А. Ходак.</i> Глобальная тектоника и формирование железомарганцевых концентраций	122
<i>Е. А. Басков.</i> Особенности современных гидротермальных процессов в зонах сочленения литосферных плит Земли	123
<i>Л. Э. Левин.</i> Некоторые особенности истории формирования нефтегазоносной осадочной толщи акваторий и современные представления об эволюции литосферы	126
<i>Н. Я. Кунин.</i> Новая глобальная тектоника и проблемы нефтегазоносности	127
<i>И. П. Лаврушко.</i> Нефтяная геология и концепция новой глобальной тектоники	129
<i>Ф. И. Хатянов.</i> Палеорифты и трансформные микроразломы на востоке Русской плиты (в связи с нефтегазоносностью и эндогенной металлогенией)	130

V. Глобальные рудоконтролирующие структуры и их металлогения

<i>М. А. Фаворская, И. Н. Томсон.</i> Глобальные закономерности размещения рудоконцентрирующих структур	133
<i>В. А. Баскина.</i> Магматизм рудоконцентрирующих поясов	136
<i>М. И. Ицксон.</i> Планетарные металлогенические системы Тихоокеанского сегмента Земли	138
<i>Е. А. Радкевич.</i> Глобальная тектоника в свете металлогении Тихоокеанского пояса	142
<i>Г. Н. Шерба.</i> Геотектоногены и оруденение	144
<i>Ф. Я. Корытов.</i> О рудоносных поясах вокруг океанов	147
<i>В. В. Соловьев.</i> Морфоструктуры центрального типа в связи с некоторыми аспектами глобальной тектоники и металлогении	148
<i>Н. Г. Чижова.</i> Кольцевые морфоструктуры и их роль в локализации эндогенного оруденения (на примере Тимано-Уральского региона)	152

Металлогения и новая глобальная тектоника

*Краткие тезисы докладов к Всесоюзному научно-техническому совещанию
«Проблемы металлогении в свете идей новой глобальной тектоники»
17—20 декабря 1973 г.*

Редакторы *Н. И. Домнич, Т. В. Минькова*

Техн. редактор *Т. В. Гвоздева*

Корректоры *Л. В. Белова, В. А. Митракова*

М-07777.
Тираж 600 экз.

Подписано в печать 12/XII 1973 г.
Уч.-изд. л. 11,98.

Объем 10 печ. л.+1 вкл.
Цена 1 р. 35 коп. Заказ 3.

Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

Цена 1 р. 35 к.

1081