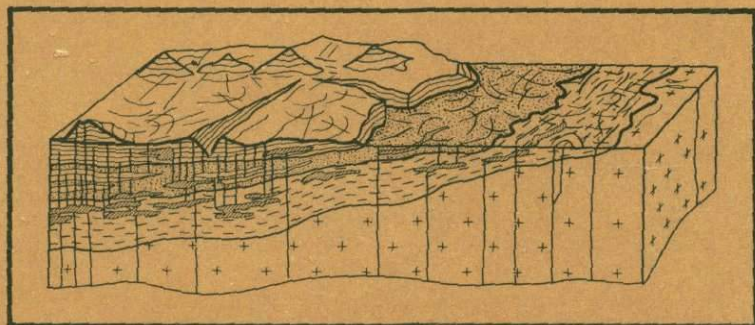


АКАДЕМИЯ НАУК СССР

Г. Ф. МАКАРЕНКО

ТРАППЫ В СТРУКТУРЕ МАТЕРИКОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ,
ПЕТРОГРАФИИ, МИНЕРАЛОГИИ И ГЕОХИМИИ
МОСКОВСКОЕ ОБЩЕСТВО ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ

Г. Ф. МАКАРЕНКО

ТРАППЫ
В СТРУКТУРЕ
МАТЕРИКОВ



ИЗДАТЕЛЬСТВО "НАУКА"
Москва 1983



3920

Макаренко Г.Ф. Траппы в структуре материков. М.: Наука, 1983. 208 с.

В книге рассмотрено положение траппов по отношению к платформам, геосинклиналям, краям океанов. Проведен анализ места траппов в пространстве, времени, рядах геологических формаций и геотектонической цикличности. По современным данным геологии материков и океанского бурения установлено соответствие траппов финальному магматизму тыла складчатой зоны и отсутствие траппов перед фронтами складчатых гор тихоокеанских окраин. Выделены пять глобальных импульсов базальтового магматизма материков и океанов.

Для широкого круга геологов, изучающих проблемы связи магматизма и тектоники.

Табл. 3. Ил. 45. Библиогр.: с. 195–207 (375 назв.).

Ответственный редактор
Н.С. ЗАЙЦЕВ

ВВЕДЕНИЕ

Изучение положения траппов в структуре материков имеет важное значение в связи с подходом к решению одной из главных проблем современной геологии — проблемы происхождения базальтового дна океанов Земли. И материковые трапповые плащи и плащи лав коренного ложа Мирового океана образуют общую поверхностную мезозойско-кайнозойскую базальтовую оболочку планеты, из-под которой на континентах выступают докембрийские геологические образования.

Главные структуры материков — это, с одной стороны, древние платформы с докембрийским складчатым цоколем и фанерозойским плитным чехлом, с другой, — разделяющие их складчатые области фанерозойских геосинклинальных поясов, частью обращенных в молодые плиты. В общепринятом определении траппы — образования преимущественно древних платформ. Но не все платформы были одинаково охвачены трапповым магматизмом.

Излияния траппов, как и другие геологические явления, отвечали определенным этапам совместного развития смежных платформ и геосинклиналей. Однако даже соседствуя с общим геосинклинальным поясом, одни древние платформы оказались залитыми покровами лав (Сибирская), а другие избежали этой участи (Русская). Установление места и времени проявления траппового магматизма дает возможность уловить отличия в развитии разных платформ, прилегающих к единому геосинклинальному поясу. Определение тектонического положения траппов среди главных мегаструктур материков ведет к решению проблемы о разных типах историко-геологических соотношений геосинклиналей и платформ.

Материки занимают менее трети поверхности нашей планеты и расположены главным образом в одном полушарии. На обширных площадях краевых зон вдоль побережий атлантического типа материки несут плащи траппов. Трапповые плащи иногда непосредственно смыкаются с базальтовым покровом дна океанов. На периферии материкового (атлантического) полушария Земли, а именно вдоль горных побережий тихоокеанского типа траппы практически отсутствуют. Траппы обнаруживают, таким образом, наглядную асимметрию своего расположения на планете — т.е. в общей, глобальной структуре земных материков. Важно дать геологическое толкование этой особенности расположения материковых базальтовых плащей на земном шаре.

Появление базальтов на поверхности Земли некоторые современные тектонические концепции рассматривают как раннюю фазу раздвигания материковых блоков с заполнением зияний магматическим веществом. Следствия из признания раздвигов, ведущие к мобилизму, "тектонике плит", столь обширны, что сказываются на многих отраслях наук о Земле. Важен анализ

связи покрова лав с глубинными слоями, в которых возникла магма перед своим подъемом вверх, позволяющий судить о способе возникновения поверхностного базальтового плаща.

Базальтовые плащи поверхностной лавовой оболочки, переходя с материковых окраин в ложе океана, не меняют своего геологического единства, оказываясь разновозрастными и однотипно построенными. Они одинаково несут на поверхности спорадически развитые вулканические сооружения из базальтов щелочного типа. Раньше именно такие базальты подводных гор и островов только и считались типичными для дна океана. В последние десятилетия убедительно установлено, что под такими вулканическими постройками в океане залегают плащи базальтов толеитового типа, сходные с траппами материков. Их главное отличие от материковых — пониженное содержание K_2O .

В этой книге, посвященной проблеме структурной позиции траппов, подробно не рассмотрена петрология и петрохимия материковых и океанских базальтов. Однако по данным о вещественном составе многих материковых трапповых комплексов обнаруживается тенденция в развитии глубинных очагов траппового магматизма. Тенденция свидетельствует о сближении в поздние фазы региональных излияний состава "материковых" толеитовых базальтов с составом базальтов "океанических".

ТЕРМИНОЛОГИЯ, ОБЗОР ПРЕДСТАВЛЕНИЙ
О СТРУКТУРНОМ ПОЛОЖЕНИИ ТРАППОВ

Траппы в общепринятом понимании — это регионально развитые на платформах сравнительно однородные по составу (преимущественно толеитовые) покровные базальты и туфы вместе с их габбро-долеритовыми интрузивными аналогами. Типичные трапповые провинции Земли — Декан в Индостане, Парана в Южной Америке, Тунгусская на Сибирской платформе.

В Геологическом словаре [1978, с. 323] дано такое определение: "трапп" (шведский *trapp* — ступени лестницы) — термин, употреблявшийся в Скандинавии для темных плотных магматических пород с характерной ступенчатой отдельностью (базальтов, порфиритов, диабазов и т.д.). В настоящее время термин трапп имеет не петрографический, а геологический смысл и употребляется как общее название основных пород, развитых на платформе, происшедших из толеитовой магмы и относящихся к определенной магматической формации".

Характерная черта траппов — это наземный полого лежащий слоистый вулканический мегапокров, "платобазальты". Наслоенные базальтовые лавы, а также туфы с континентальной флорой и лагунной фауной обычно образуют обширные плоскогорья, заметно приподнятые над уровнем моря уже после накопления вулканитов. Эрозионные ложбины прорезают плоскогорья, и твердые пласты базальтов, расслоенные пачками рыхлых туфов, выглядят на склонах останцовых холмов гигантскими ступенями лестницы.

В областях развития траппов столь же четкие ступени рельефа, как и размываемые лавы, создают вскрытые эрозией силлы — интрузивы, внедренные в осадочные толщи под вулканитами. Силлы, как и лавы, имеют вертикальные подводящие каналы — системы долеритовых даек, которые фиксируют сеть заполненных магмой трещин — подводящих каналов из недр. Вулканические толщи не отделяются заметным структурным несогласием от подстилающих осадочных образований. Таким образом, блок земной коры непосредственно перед мощным актом извержения монотонных базальтов не подвергался заметным деформациям. Он преимущественно погружался, и на его поверхности накопилась долавовая слоистая осадочная толща.

Понятие "траппы" отражает трещинный, ареальный тип накопления вулканитов, а также современную морфологию и условия залегания магматических тел основного состава. Тела пронизывают и перекрывают полого лежащие осадочные толщи участка земной коры, погружавшегося перед накоплением лав, продолжавшего погружение во время их накопления и поднятого затем в виде плато с появлением ступенчатого рельефа на склонах останцовых возвышенностей.

Те же специфические черты рельефа, что и для наслоенных лав наземных траппов, типичны также для любых других приподнятых вулканических

плато, в том числе для щитовых вулканических построек, воздымающихся за счет и по мере накопления лав, сложенных пестрыми по составу щелочными базальтами, андезито-базальтами и др. Такие лавовые плато характерны для зон орогенного и рифтогенного магматизма, авлакогенов, краевых вулканических поясов. Слагающие эти плато вулканические породы могут проникать к поверхности одновременно и по системам трещин (ареальный вулканизм) и по жерлам крупных вулканов центрального типа. В отличие от изометричных в плане, часто овальных трапповых провинций с ареальными покровными излияниями и размерами до и более 1 млн. км², упомянутые краевые вулканические пояса, вулканические области вдоль молодых рифтов или вдоль древних авлакогенов, а также вулканические зоны орогенных областей обычно имеют линейную протяженность, хотя и простираются на сотни и тысячи километров.

В сложно построенных краевых вулканических поясах, пестрых по набору вулканитов, в вулканических комплексах рифтов и авлакогенов (магматиты щелочного уклона), внутри орогенных вулканических комплексов (главным образом андезиты—липариты) часто имеются целые структурные ярусы или отдельные зоны, сложенные ареальными излияниями толеитовых базальтов. Как и для приподнятых трапповых плащей, для них может быть применен термин "платобазальты", определяющий морфологию этих вулканогенных комплексов.

Лавовые поля, созданные обширными излияниями магмы преимущественно из сети трещин по типу ареального вулканизма, называют также трещинными базальтами (Рихтгофен), либо фладбазальтами (Тиррель), что означает "разливы базальтов". Подводящие магму каналы — разветвленная сеть преимущественно вертикальных трещин. Только одновременно применимые к плащу вулканитов понятия "платобазальты" и "фладбазальты" отражают специфику наземного чехла траппов. Они определяют одновременно современное гипсометрическое положение вулканических толщ (плато) и преобладающий ареальный тип излияний (фладразливы).

При частичном или полном размыве наземных траппов (платобазальтов ареального типа излияний и их туфов) характерные черты рельефу области развития траппов придают, как говорилось, чередующиеся с осадочными слоями силы долеритов. Типичные черты рельефа сохраняются даже в том случае, когда область после накопления магматитов подверглась блоковым подвижкам, в том числе надвигам. В отдельных грабенах, депрессиях сохраняются полого или наклонно лежащие вулканиты, а разделяющие приподнятые блоки содержат силлы в долавовых пачках пород или только дайки долеритов внутри глубоко размытых горстов (траппы Таймыра).

Область развития траппов определенного возраста обычно называют **трапповой провинцией**, с соответственным названием, имея в виду ее географическое расположение. Именно в этом смысле в данной работе употребляется это понятие. Понятие "трапповая провинция" не следует воспринимать как более сложное представление о петрографической провинции — крупном геотектоническом элементе с особой серией магматических формаций, возникших в процессе формирования этого элемента [Геологический . . . , 1973].

Трапповые провинции, обладающие всеми типичными чертами морфо-

логии, давно установлены во многих регионах мира. Синонимом географического понятия трапповая провинция служит в данной работе представление **трапповое поле**. Любая область развития траппов (трапповая провинция, или трапповое поле) содержит магматические породы, принадлежащие не только к собственно трапповой толеитовой—базальтовой **магматической формации**. В каждой провинции имеются также образования, принадлежащие иным магматическим формациям, которые классифицируются на петрологической основе по набору пород, а именно трахибазальтовой (щелочной оливин-базальтовой континентов, по Ю.А. Кузнецову, [1964]), щелочно-ультраосновной с карбонатитами, кимберлитовой, контрастной базальтово-липаритовой, а также к формациям вулканогенно-осадочным. Каждая из этих формаций или некоторые их совокупности могут встречаться на Земле и независимо от собственно трапповой магматической формации. Но в обычных сочетаниях с нею породы, принадлежащие разным магматическим и вулканогенно-осадочным формациям, оказываются в сложных пространственных переплетениях. Лавы трахибазальтов, вулканогенно-осадочные серии переслаиваются с, гораздо более обширными пачками лав толеитовых базальтов, а разнотипные интрузивы образуют сложные многофазные плутонические ассоциации, в том числе с поступлением магмы в разное время из разных очагов. Всегда, таким образом, трапповая провинция содержит вулканические и интрузивные породы определенного сообщества, т.е. парагенеза магматических и вулканогенно-осадочных формаций. В таком понимании траппы — все базальтовые породы той или иной трапповой провинции, вещественный фон которой — толеитовые базальты. Именно такое представление о траппах принимается в работе. Оно оказывается шире, чем понятие, приведенное в Геологическом словаре [1978].

Эффузивно-экструзивные вулканогенные плащи трапповых провинций сложены туфами и лавами, всегда с явным преобладанием толеитов, принадлежащих собственно трапповой **магматической формации**. Эти вулканогенные плащи трапповых полей кратко можно назвать наземными траппами. В работе также используются синонимы этого представления, а именно "покровные траппы", или **трапповые мегапокровы, трапповые плащи**.

Прослеживание наземных трапповых плащей по простиранию за их границы, вскрытые на поверхности, с учетом материалов глубокого бурения на материках и данных океанского бурения, показало, что трапповые провинции иногда оказываются частями более крупных областей синхронного базальтового вулканизма. Такие области называются **базальтовыми полями**, а собственно эффузивно-экструзивные плащи таких полей — **базальтовыми мегапокровами**. Базальтовые поля определенного возраста включают наряду с трапповыми полями (трапповыми провинциями) также их пространственные продолжения, где наземные вулканы оказались захороненными под более молодыми осадочными чехлами и где "трапповый рельеф" отсутствует.

Области погребенных покровных базальтов, продолжающие трапповые провинции, широко известны на материках. Траппы провинции Карру уходят на восток под молодой чехол Мозамбика, тунгусские траппы уходят на запад под молодой чехол Западной Сибири, траппы Восточного Индостана погружаются на восток под плащ осадков в устье р. Инд и т.д.

Эти области развития базальтовых мегапокровов, ныне перекрытых осадочными породами, могли после своего образования испытать на больших площадях поднятия в виде материковых плато, могли подвергнуться блоковым перемещениям, размыву и иметь типичный "трапповый рельеф". Опускание и перекрытие осадками останцовых лав происходило позже. Такие области базальтовых полей можно считать погребенными продолжениями трапповых провинций.

Другие части крупных базальтовых полей (областей синхронного покровного базальтового вулканизма) включают, помимо траппов и их погребенных материковых продолжений, также участки базальтового плаща дна Мирового океана. В этом случае вулканы погружены под толщу океанских вод и перекрыты осадочным чехлом. Траппы Декана уходят на запад под плащ океанских осадков Аравийского моря, траппы Параны уходят на восток под осадки края Атлантического океана и др. Океанские части базальтовых полей не имеют и в большинстве случаев не имели характерных признаков морфологии трапповых провинций. Их вулканы, продолжающие по простиранию трапповые плащи, нельзя отнести также и к платобазальтам. Лавы накапливались и захоронялись близ уровня моря, как и наземные траппы, либо несколько глубже этого уровня и не поднимались затем в виде материковых плато (в будущем это может с ними произойти). В то же время, как и их материковые трапповые продолжения, эти плащи подводных лав могут быть названы флэдбазальтами по типу ареальных покровных излияний, или трещинными базальтами.

Океанские части базальтовых полей — это, таким образом, во многих случаях прямые продолжения по простиранию смежных разновозрастных трапповых провинций. Их базальтовые плащи — опущенные части общих вулканических мегапокровов. Однако это уже не траппы. Они не имеют и не имели главных черт морфологии траппов — ступенчатых склонов эродированных плато, дающих название этим геологическим объектам.

Внутри материково-океанских областей синхронного площадного базальтового вулканизма — базальтовых полей — иногда существуют (помимо траппов, их погребенных, материковых продолжений и помимо базальтов океанского дна) также участки, пережившие после накопления лав более сложную геологическую историю. В них базальтовый плащ сразу после возникновения был глубоко погружен вдоль узких зон, перекрыт мощными толщами вулканогенно-осадочных пород. Затем базальты вместе с перекрывающими их слоями подверглись складчатости, метаморфизму. Обрывки прежде обширных базальтовых плащей, испытавших деформации и перемещение, вскрываются теперь в виде отдельных пластин внутри складчатых областей.

Другие участки тех же базальтовых мегапокровов, относящихся к разновозрастным базальтовым полям и избежавшие складчатых (геосинклинальных) деформаций, сохраняют свое платформенное, плитное залегание. В данной работе рассмотрено положение в структуре материков именно этих приподнятых и нескладчатых частей базальтовых полей.

Первая задача выявления тектонической позиции траппов — установить место трапповых провинций среди материковых структур. "Трапповая провинция" — не структурное и не тектоническое понятие. Это географическая область, где развита совокупность базитовых магматических фор-

маций. Область базитового магматизма формируется при наложении ее на различные материковые структуры: платформы, складчатые зоны, орогены, существовавшие к моменту появления траппов. Современное тектоническое положение любого траппового поля определяют также структуры, возникшие после образования траппового поля: молодые депрессии, складчатые зоны, и др. В то же время важно проследить, как соотносятся материковые траппы с другими частями единых материково-океанских областей синхронного площадного базальтового вулканизма. Поэтому второй задачей установления тектонической позиции траппов является определение места трапповых провинций в общей структуре материков на планете. Таким образом, траппы — это парагенез магматических базитовых формаций с фоном, который составляют толеиты, с материковым платформенным залеганием.

Чтобы дать определение траппам как геологической формации, необходимо установить целый ряд дополнительных условий, уточняющих положение траппов в пространстве — времени и в последовательности геотектонических событий. Первое условие — пространственная приуроченность траппов (к какой стабилизированной области или ее части), а также уточнение места трапповых провинций по отношению к границе материк—океан, способное конкретизировать геотектонический смысл траппового магматизма при условии его функциональной связи с талассогенезом. Второе условие — время формирования трапповых провинций стабилизированных областей. Ответ на вопрос "когда возникают траппы?" имеет несколько аспектов: 1) геологический возраст провинций (для определения формационного типа значения не имеет, но важен для корреляции с другими явлениями); 2) в какой момент геологической жизни стабильной области появляются траппы, т.е. каково место траппов в вертикальных рядах прочих геологических формаций древних и молодых платформ, областей завершённой складчатости; 3) какова временная связь трапповых проявлений с другими важнейшими тектоническими событиями, например, заложением геосинклиналей, складчатостью, орогенезом, а также рифтогенезом или образованием авлакогенов в данной или смежной областях. Эта временная корреляция должна определить соответствие возникновения траппов фазе любого геотектонического цикла, проявленного на Земле в мезозое—кайнозое и запечатленного в геологической летописи.

Место формирования трапповых провинций. Исследователи траппов, как и ученые-тектонисты, всегда отмечали приуроченность траппов к древним платформам. Наиболее подробные исследования траппов преимущественно с точки зрения петрографии и петрологии пород принадлежат Ф.Ю. Левинсон-Лессингу [Левинсон-Лессинг и др., 1932], В.С. Соболеву [1936], Тиррелю, Уэйджеру и Диру, Баклунду, Ф. Уокеру и Ф. Польшерварту [1950], А.П. Лебедеву [1955]. Трапповая магматическая формация в ряду других магматических формаций описана Ю.А. Кузнецовым [1964], который также указал на типичные овальные или изометричные формы платформенных трапповых провинций, назвав их грандиозными овалами проседания.

Особенности положения платформенного Тунгусского траппового поля среди структур Сибири наметил В.А. Обручев [1927]. С.В. Обручев [1933]

подчеркнул, что область магматизма располагается в краевой западной части Сибирской платформы, причем крутой западный край трапповой синеклизы является вторичным, эрозионным и сформирован в послетрапповое время.

Н.С. Зайцев [1954] подробно описал юго-западный эрозионный борт Тунгусского траппового поля, показав, что траппы распространялись и далее на запад от древней платформы, в области с более молодым фундаментом. Впоследствии эти представления полностью подтвердились. Таким образом, С.В. Обручев и Н.С. Зайцев обнаружили и подчеркнули прежнюю незамкнутость трапповой провинции Сибири в границах древнеплатформенного блока земной коры.

П.Е. Оффман [1959] изучил внутреннее строение триасовой трапповой провинции Сибири и отметил, что трапповая синеклиза состоит из ряда впадин. Северная из них — Путоранская — является унаследованной от палеозойского плана платформы, южная — Ванаварская — наложенной на древние поднятия и седловины.

Внутреннему тектоническому расчленению Тунгусского траппового поля посвящены многие работы геологов Сибири, среди которых следует отметить исследования М.М. Одинцова с соавторами [1967], проводивших также сравнение Тунгусской провинции с другими трапповыми впадинами, а также В.М. Лебедева, В.Г. Домышева [1974] и др.

В многочисленных сводных работах геологов ВСЕГЕИ дается расчленение внутренней структуры Тунгусского траппового поля, в общем близкое схеме П.Е. Оффмана, и отмечается особая насыщенность интрузивными траппами и полями даек отдельных зон, ограничивающих и разделяющих частные впадины. По Н.С. Маличу и соавторам [Геологическое . . . , 1974], трапповые формации каждого отдельного цикла приурочены к двум основным типам структур: 1) внутриплатформенным зонам относительного погружения и их периферии (синеклизы, авлакогены) и 2) краевым зонам перикратонных опусканий, нередко захваченным последующими деформациями. Приуроченность наибольших количеств поступающего к поверхности магматического материала к отдельным структурам вызывает представление о существенной роли растяжения коры, вызывавших ее прогибание и обеспечивавших образование многочисленных трещин, по которым магма проникала к поверхности. Эти представления геологов ВСЕГЕИ отвечают, как указано выше, общепринятым представлениям о способе возникновения обширных трапповых впадин.

Особое положение платформенных синеклиз, заполненных траппами, отметил М.В. Муратов [1972], дав им особое название "амфиклизы". Этим названием подчеркнуто окаймление траппового поля выходами более древних осадочных толщ в общей структуре платформенного прогиба. В примерах, приведенных в работе М.В. Муратова, в ряду амфиклиз наряду с Тунгусской фигурируют также Деканская, Паранская. Эти амфиклизы, как и Тунгусская, обрезаны в зонах наибольшей мощности наземных траппов эрозионными контурами (Парана) либо флексурами (Декан). Такие зоны обращены (открыты) в сторону океанов, Тунгусская западная полоса амфиклизы — в сторону депрессии Западной Сибири. Термин "амфиклиза" обретает в связи с этим помимо собственно структурного значения также историко-геологическую значимость. Он отражает открытость древ-

неплатформенных впадин к структурам иной тектонической природы, испытавших опускание после накопления траппов и подтверждает особенности структурного положения траппов в краях древних платформ, которые были подмечены С.В. Обручевым и Н.С. Зайцевым.

Многие ученые отмечали приуроченность трапповых провинций к бережьям океанов атлантического типа, объясняя появление базальтовых плащей условиями растяжения, вызванного талассогенезом. Краевую позицию трапповых полей на материках подчеркивали, в частности, Вегенер [1925], Дю-Тойт [Du Toit, 1927, 1957], предполагая связь появления траппов с образованием океанов раздвигового типа. Такое толкование обширных базальтовых плащей на окраинах молодых океанов широко используется сейчас. Его применяют ученые, допускающие мобилизм и его современную интерпретацию — тектонику литосферных плит или новую глобальную тектонику.

В тектонических классификациях многих тектонистов трапповые провинции считаются характерными для древних, реже — молодых платформ и обозначаются как проявления тектономагматической активизации. В.В. Белоусов [1976] подчеркивает, что активизация, связанная с траппами, должна называться собственно магматической (режим магматической активизации), так как собственно тектонических событий (типа поднятий, сопровождающих рифтогенез) на платформах с траппами не происходит. Специфика магматической активизации — рассеянная проницаемость коры на больших площадях в связи с региональным накоплением на глубине тепловой энергии в условиях прежде "непроницаемой" коры стабильной платформы. Такая магматическая активизация происходила на том или ином участке древней или молодой платформы в течение сравнительно короткого отрезка геологического времени. До и после этого здесь развивался спокойный платформенный режим. В более ранней работе В.В. Белоусов [1954] отмечает, что тектономагматическая активизация платформ происходит либо в виде рифтогенеза и вулканизма центрального типа, либо в виде собственно магматической—трапповой. В первом случае отмечается слабая проницаемость, во втором — региональная рассеянная проницаемость коры.

Впервые положение о пространственной связи трапповой провинции со смежной складчатой зоной, окаймляющей платформу, подчеркнул Д.И. Мушкетов [1935], рассматривая сближенность траппов области Карру с Капидами Южной Африки. Связь образования крупных базальтовых полей материково-океанского типа с зонами складчатости близкого возраста того же региона намечена им при рассмотрении молодых базальтовых плащей Северной Атлантики, которые проявились близ зоны третичной складчатости Шпицбергена и ее предполагаемого продолжения в Срединно-Атлантическом хребте.

Более подробно о пространственной связи трапповых провинций с окружающими платформу складчатыми зонами писал Ю.М. Шейнманн [1956]. Он подчеркнул, что поля траппов располагаются таким образом, как будто "опираются" основанием пространственного треугольника (форма провинции в плане) на смежную область складчатости. Ю.М. Шейнманн также отметил черты внутренней зональности провинций, выделив краевые области проявления ультраосновного — щелочного магматизма и особое по-

ложение поздних кимберлитовых внедрений, отходящих от края траппового поля во внутренние области платформ, на щиты. Как примеры были приведены траппы Тунгусского бассейна и провинции Карру.

Мнение Ю.М. Шейнманна о примыкании трапповых полей к складчатым зонам, окружающим платформы, вызвало серьезную критику. Известные по краям платформ складчатые зоны обычно примыкают к ним таким образом, что по границе возникают не трапповые поля, а краевые прогибы (Восточно-Европейская, Северо-Американская, Австралийская платформы и др.). Складчатые зоны разного возраста подчас ограничивают платформы со всех сторон вместе с соответствующими краевыми прогибами. Трапповые поля существуют не везде и, более того, часто охватывают края платформ, граничащие не со складчатой зоной, а с океаном (Западная Африка, Восточный Индостан и др.).

Однако эта сторона проблемы — о примыкании трапповых полей к складчатым зонам вдоль краев платформ, подмеченная И.Д. Мушкетовым и Ю.М. Шейнманном, была позже воспринята В.Е. Хаином [1964, 1973]. В ряду трапповых провинций вблизи складчатых зон на краях платформ им были названы (помимо упоминавшихся Ю.М. Шейнманном) также провинция лав Восточного Индостана близ Бирманской геосинклинали, траппы Декана в зоне влияния альпийской геосинклинали Белуджистана, провинция лав в Юго-Западном Китае, расположенная близ Индокитайской геосинклинали.

Таким образом, можно считать установленным, что в пространстве древнеплатформенные траппы выполняют амфиклизы, обычно "открытые" вдоль зоны наибольших мощностей лав к областям молодых прогибаний. Можно также считать установленным, что в ряде случаев трапповая провинция как бы "опирается" этой зоной мощного развития лав на молодую складчатую область. В то же время известно, что обычно границы платформы со складчатыми зонами характеризуются наличием краевых прогибов, существующих перед надвигами складчатых структур, а трапповых провинций нет. Там же, где есть траппы, нет краевых прогибов и надвинутых на платформу фронтальных складок (Сибирская платформа на западе, Южно-Американская на востоке и др.). Так что границы платформы и складчатой области подчеркиваются появлением траппового поля не всегда, а лишь в каких-то особых случаях. Эти особые случаи должны предполагать с очевидностью отсутствие пограничного краевого прогиба.

Имеющиеся представления о пространственном положении траппов на платформах позволяют, таким образом, уточнить положения платформы относительно вергентности смежной складчатой системы. Важно установить, находилась платформа перед фронтом складок или в тылу складок. Вопрос о траппах, следовательно, имеет отношение к проблеме структурных связей геосинклиналь—платформа. Здесь уместно напомнить указание И.Д. Мушкетова [1935, с. 15]: "... во всех геотектонических синтезах первым является вопрос о взаимоотношении складчатой зоны с ее платформой".

Понятия "тыл" и "фронт" рамы складчатой страны [Мушкетов, 1935, с. 147] были введены Зюссом в его классической работе "Лик Земли" и определялись им как "направление давления", вызывающее складчатость от рюклянда — тыльной области (тыльной рамы) к форланду —

фронтальной области (фронтальной раме). Это представление о направлении давления, вызывающего складчатость, в дальнейшем широко использовали ученые — сторонники горизонтальных перемещений материковых глыб (того или иного масштаба), в частности, Кобер. В его интерпретации, полоса внутри двух ветвей складчатых зон, надвинутых в разные стороны, — это междугорье, или хинтерланд, который является общей тыльной областью для обеих ветвей складчатости. Именно в тыльных областях складчатых систем всегда отмечается тенденция к растяжению, во фронтальных областях — тенденция к сжатию. Эти условия отмечаются вне зависимости от предполагаемого разными учеными механизма складчатости. Так, Беммелен, предложивший "волновую" (ундационную) геотектоническую гипотезу, не использует предположений о смещении рам складчатых зон. Тем не менее он отмечает явление "выталкивания" геосинклиналиной линзы на форланд волной рельефа. Беммелен устанавливает типичные различия магматизма у фронта и тыла складчатой зоны. В тылу обычно образуются овалы оседания внутри центробежно надвинутых в разные стороны складчатых систем, изливаются базальты. Примерами областей вулканизма вдоль фронта альпид он называет вулканические зоны Центрального плато Франции, вулканические области ГДР и ФРГ. Это те же вулканические провинции, что позже были упомянуты В.В. Белоусовым [1954, с. 493] как области платформенного вулканизма, отличного от траппов. Фронтальное положение таких вулканических зон перед надвигами альпийских систем, подчеркнутое Беммеленом, в работе В.В. Белоусова не рассмотрено.

В дальнейшем изложении будут использованы представления фронт и тыл, или фронтальная рама (форланд) либо тыльная рама (рюкланд или хинтерланд в разных случаях) [Структуры . . . , 1979] для уточнения положения в пространстве трапповой провинции относительно вергентности — преобладающего направления надвигов складчатых областей.

Время формирования траппов. Проблема специально для всех провинций никем не рассматривалась. Тем не менее давно установлено (Дю-Тойт, Кокс, Н.М. Страхов, Куно, В.В. Белоусов, И.В. Лучицкий, Е.Е. Милановский и др.), что трапповые провинции формируются постепенно, и вспышки базитового магматизма как бы блуждают по земному шару. Есть разновозрастные провинции в разных частях Земли (мел-палеогеновые Брито-Арктическая и Деканская), но есть провинции, последовательно возникавшие в одном и том же месте. Так, геологи ВСЕГЕИ установили это для Сибирской платформы: траппы рифея, палеозоя (авлакогенного типа), мезозоя.

В сводной работе "Тектоника Евразии" [1966, с. 299] приведены следующие сведения о времени трапповых излияний. Вулканическая деятельность на древних платформах проявлялась "достаточно ярко, хотя периоды ее проявления по сравнению со всей историей формирования осадочного чехла были краткими и строго локализованными по времени". В мезозой-кайнозой — это Сибирь, Индия, Китай. В более ранние времена — рифейские и девонские траппы Русской платформы.

Установление моментов трапповых излияний в геохронологии, степень синхронности трапповых проявлений в разных регионах Земли, длитель-

ность эпох магматизма заслуживают уточнения. В работе будут использованы понятия "вспышка" или "импульс" траппового магматизма.

Связь появления траппов с этапами развития платформы. Вопрос относится к выяснению положения траппов в вертикальных рядах геологических формаций.

Траппы появляются на платформах после длительных этапов континентального осадконакопления, что отмечалось многими учеными. Проявления траппов на южных материках после образования "гондванских" континентальных толщ с их верхними угленосными сериями были отмечены Вегенером, Дю-Тойтом и затем многими другими геологами. Именно это сходное положение близких по возрасту базальтов поверх однотипных угленосных толщ на гондванских платформах, к тому же над слоями с одинаковыми окаменелостями явилось одним из главных геологических аргументов для представлений о прежней мегаплатформе.

В отечественной литературе подробно осветил проблему о положении траппов в кровле грубообломочных толщ (часто — ледниковых серий) на многих материках И.В. Корешков [1975]. Он подчеркивал, что магматизм проявляется после эпох длительных аркогенных материковых поднятий. По Е.Е. Милановскому [1976], накопление траппов шло внутри депрессий, где предшествующее осадконакопление происходило в условиях перекомпенсированного погружения впадин аккумуляцией в них кластического материала и общего воздымания платформ.

В.Е. Хаин [1973] показал место траппов в вертикальных рядах платформенных формаций — над угленосными континентальными. Платформы, охваченные молодым трапповым магматизмом, В.Е. Хаин называет подвижными платформами, или платформами гондванского типа. Отмечаются их общее высокое расположение над уровнем моря, глубинные разломы фундамента и чехла, моласоидные формации. Указывается, что такие особенности развития отсутствовали в каледонском и начале герцинского этапов. Последнее обстоятельство показывает, что в разных геотектонических циклах, по В.Е. Хаину, одна и та же платформа может быть либо подвижной — как платформы южных материков в мезозое, либо устойчивой — как в это же время Русская, Северо-Американская.

Положение траппов разного возраста (в том числе траппов авлакогенного типа, не рассмотренных в данной работе) в рядах формаций Сибирской платформы убедительно показано Н.С. Маличем, В.Л. Масайтисом, Ю.Г. Старицким, Н.П. Михайловым, Э.Н. Яновым. Отмечено для траппов их проявление в эпохи, завершающие отдельные седиментационные циклы. В каждом тектоноседиментационном цикле выделяются четыре стадии: начальная трансгрессивная (терригенные формации), средняя со спокойным тектоническим режимом (главным образом карбонатные формации), поздняя регрессивная (моласоидные формации), заключительная с общим поднятием, разгрузкой магматических очагов, а затем образованием кор выветривания. Заключительной стадии может предшествовать или сопутствовать структурная перестройка платформы, вызванная эволюцией магматических очагов.

Таким образом, позиция траппов в развитии Сибирской платформы — конечная (финальная) в последовательных циклах. Важно выяснить, является ли эта закономерность всеобщей.

Связь проявлений траппового магматизма с другими тектоническими событиями. Д.И. Мушкетов [1935, с. 459], рассматривая траппы Карру, развитые близ Капид, писал: "... главная фаза (складчатость) Капского пояса закончилась до появления долеритов, и прямой связи между проявлением вулканизма Карру и Капской складчатостью, по-видимому, не было ... масштаб первого явления неизмеримо больше второго". При анализе геологического развития этого региона траппы названы им постлеорогеническим вулканизмом мульды Карру. Рассматривая далее регион Северной Атлантики, Д.И. Мушкетов [1935, с. 448] отмечает еще более важное обстоятельство, касающееся не только траппов, но вообще материково-океанских базальтовых полей: "... чрезвычайно большие вулканические излияния площадного характера (Исландия, Азорские острова) ... весьма характерны вообще для зон больших опусканий в постлеорогеновые фазы".

Ю.М. Шейнманн [1956] считал, что эпохи трапповых излияний обычно примерно совпадают с основной эпохой поднятий в смежной геосинклинали, т.е. с фазой орогенеза в прилегающей к платформе складчатой стране.

В.Е. Хаин [1973, с. 254] отмечает, что "периоды возрастания подвижности (активизации) платформ совпадают с **орогенными** периодами геосинклинальных поясов ... нередко в пространстве трапповый вулканизм сливается с **заключительным** (по Штилле) базальтовым вулканизмом соседних геосинклиналей". В то же время [Хаин, 1973, с. 204] отмечено соответствие конечного базальтового вулканизма **тафрогенной** стадии развития геосинклиналей. Проблема тафрогенеза решается В.Е. Хаином в настоящее время с позиций мобилизма.

Автором [Макаренко, 1973, 1974а] на основе материалов геологов Западной Сибири (Куликов, 1968; Иванов, 1974; и др.), а также тектонических построений В.Н. Соболевской [1973] и по данным из других регионов Земли было показано, что тафрогенные грабены складчатых зон возникают после эпох образования трапповых плащей. Траппы формируются вслед за эпохой эпигеосинклинального орогенеза, но до стадии тафрогенеза. Тафрогенез также сопровождается базитовым магматизмом.

Е.Е. Милановский [1976] отмечает, что лишь в некоторых случаях траппы непосредственно приурочены к рифтам, чаще всего эпиорогенного типа или перекрывают рифтовые зоны, чаще же трапповый вулканизм развивается по соседству с рифтовыми зонами соответствующего времени.

Вопрос о соотношении траппового магматического импульса с конечными стадиями развития складчатых зон требует уточнения. В дальнейшем изложении для систем тафрогенных грабенов или эпиорогенных рифтов будет применяться понятие "т а ф р о г е н" [Структуры ... , 1979, с. 187]. Тафроген в пространстве в общем наследует область предшествующего о р о г е н а (эпигеосинклинальной складчатой орогенной области [Структуры ... , 1979, с. 315]).

Наряду с представлениями о корреляции трапповых магматических импульсов с конечными стадиями развития геосинклиналей существуют также представления о соответствии импульсов траппового магматизма стадиям начального развития геосинклиналей. Наиболее убедительно эта линия была прослежена Д.С. Штейнбергом [1947] на примере геологической истории Урала.

Обращаясь к сопоставлению базитов вендского возраста Русской платформы с геосинклинальными сериями Урала, Д.С. Штейнберг [1974, с. 45] отмечает: "... базальтоидный магматизм ... Русской платформы ... на ... примыкающей части Урала ... приобретает местами черты начального эвгеосинклинального". На западном склоне Урала в девоне одновременно с развитием герцинских эвгеосинклинальных зон восточнее "... развивается трапповая формация Русской платформы ... [Там же, с. 577]. Можно говорить о широко распространенной закономерности — синхронности платформенного и начального эвгеосинклинального базальтоидного магматизма". Д.С. Штейнберг подчеркивает также очень важную закономерность — что моментам образования трапповых формаций в одних регионах может отвечать не только образование эвгеосинклинальных базитов в смежной геосинклинальной области, но также — накопление таких базитов в удаленных геосинклиналях того же цикла развития. Таким образом, устанавливаются некоторые глобальные эпохи синхронного базальтового магматизма, проявленного на платформах и в геосинклиналях.

Позже в сводной работе Д.С. Штейнберг с соавторами [1976, с. 88] прямо указывают, что "платформенный базальтовый магматизм синхронен с начальным базальтовым же магматизмом эвгеосинклиналей".

Следует отметить, что однотипность условий накопления и петрологических особенностей платформенных (трапповых) и эвгеосинклинальных базитов в момент их образования специально подчеркнул Ю.А. Кузнецов в 1964 г.

Итак, существуют два варианта сопоставления моментов трапповых излияний со стадиями геотектонического цикла: с конечными стадиями заверщенного цикла или с начальными стадиями зарождающегося цикла развития.

В связи с проблемой начальных и конечных базитов в циклах развития геосинклиналей (именно с их становлением ученые так или иначе коррелируют трапповые импульсы) необходимо отметить традиционное решение проблемы о пространственно-временном единстве образования этих базитов. Достаточно упомянуть представления Кобера и Штауба [1938] о том, что растяжения в тылу сформированной складчатой зоны дают возможность проникновения здесь глубинной магмы. Магма изливается именно в той области, где затем снова происходит складчатость. Это так выражено Штаубом [1938, с. 221]: "Каждое горообразование обязательно несет в себе зародыш следующего орогенеза".

Независимо от того, какой концепции придерживались ученые о развитии складчатых стран, всегда отмечалась объективная закономерность во "вложенности" друг в друга разновозрастных складчатых зон — "поступность", в понимании Зюсса [Suess, 1908], согласие, унаследованность генеральных простираний и примыкание более молодой системы к тыльной зоне более древней системы. Эти построения многие ученые прямо связывали с асимметрией строения складчатых областей, имеющих тыльные и фронтальные зоны (иногда в двух разных ветвях — вокруг междугорий). Например, Н.М. Страхов [1948] подчеркивал асимметричное строение замкнувшихся геосинклиналей, в тылу которых возникали следующие системы, постепенно расширявшие территории материков от цикла к циклу.

В.В. Белоусов [1954, с. 498], не затрагивая проблем о тыле и фронте складчатых зон, отмечает единство начальных и конечных базитов в геосинклиналях: "Если данная область в следующем цикле продолжает оставаться геосинклиналью, то заключительные излияния конца предыдущего цикла являются в то же время первыми излияниями следующего цикла". Эти построения, будучи совмещенными с представлениями "тыл—фронт", могут вести к решению проблемы о месте и времени проявления глобальных импульсов базальтового магматизма платформ и геосинклиналей (а значит, и частей океанов). В то же время в одной из последних работ В.В. Белоусова [1976] базальты дна океанов рассматриваются вообще независимо от материкового магматизма, в который включается и геосинклинальный. Обращаясь к вопросам об "эндогенных режимах материков", В.В. Белоусов допускает возможность заложения эвгеосинклиналей в виде рифтов складчатой зоны, при поднятии потерявшей пронцаемость. Эта позиция, основанная на примате вертикальных движений коры, оказывается формально сходной с построениями сторонников мобилизма [Хаин, 1971], допускающими деструкцию складчатых стран тоже с помощью рифтогенеза, но уже вызванного растяжением.

В построениях ведущих ученых в области геотектоники оказывается, таким образом, пропущенной принципиально важная фаза дограбеновых площадных базальтовых излияний, в том числе протекающих при обрушении области под уровень океана. Эту фазу наметил Штилле [1964] как конечное обрушение орогена. Эта фаза выпала из фиксистской концепции развития геосинклиналей. В мобилистской концепции появление площадных базальтов решается как результат горизонтального разрастания рифтов.

Штилле [1964] считал состояние складчатой области, перекрытой плащом финальных базитов, вполне кратонным. Такая область не способна снова стать геосинклиналью. Тем не менее в построениях Штилле имеется указание на возможность втягивания такой области в новый цикл геосинклинального развития. Рассматривая регион Юго-Восточной Азии, Штилле упоминает платформенные базиты Китая (траппы Эймешань) как финальные, расположенные внутри дуги герцинид. Он отмечает, что область одно- временно проявленного магматизма была значительно шире, в том числе обнимала часть примыкающего океана, где позже внутри будущего Малайского архипелага возникли геосинклинали следующих этапов развития. Таким образом, не ставя прямо вопрос о соотношениях площадных базальтов материков, океанов и раннегеосинклинальных базитов, Штилле объективно наметил ту общую тенденцию сопоставлений, которая дает возможность восстанавливать первоначально единые материково-океанские базальтовые поля.

В дальнейшем изложении базиты комплексных базальтовых полей, становление которых завершало развитие одного геотектонического цикла и открывало развитие другого, будут называться финально-начальными базитами. Этот термин представляется автору наиболее приемлемым.

Таким образом, с учетом имеющихся представлений о структурном положении трапповых провинций, необходимо провести уточнение и проверку ряда условий о месте траппового магматизма в пространстве и

геологическом времени. Это позволит выработать представление о геологической трапповой формации в геотектоническом смысле.

С учетом существующих нерешенных проблем сравнение конкретных геологических данных по регионам можно вести только одновременно с выяснением структурного положения каждой трапповой провинции на том или ином материке. В то же время путь к созданию представления о траппах как геологической формации с уточнением их места в геотектонической цикличности явится ключом к расшифровке особенностей положения траппов в общей структуре материков и океанов на планете.

Глава 2

УСЛОВИЯ ЗАЛЕГАНИЯ ТРАППОВ

Представление о траппах как формации главным образом древних платформ только частично отвечает действительности. Траппы возникают на древних платформах лишь в моменты их тектономагматической активизации [Кузнецов, 1964; Хаин, 1964]. Активизация, проявляясь на платформе, охватывает не всю платформу целиком, а отдельные ее части. Эпохи активизации установлены не на всех платформах. В то же время траппы проявлялись и в складчатых зонах, стабилизированных в герцинском, киммерийском и даже альпийском циклах. В последнем случае — в областях, еще не обратившихся и в молодые платформы, т.е. не перекрытых плитным чехлом.

Наиболее характерные стороны геологического положения траппов выразительно проявлены именно на платформах, где траппы изучены и наиболее полно. Геологическое положение траппов в разрезе коры платформ своеобразно. Траппы — приповерхностная вулканоплутоническая ассоциация магматических пород. На геологических картах области магматических проявлений, сравнимые по масштабу полей с трапповыми, характерны для полей выходов гранитоидов. Для гранитных массивов предполагается глубокое залегание их подошвенных зон (батолиты). Гранитоиды входят в состав цоколя древних платформ и складчатых зон как элемент "гранитного" геофизического слоя земной коры.

Траппы по вещественному составу соответствуют базальту. Однако по своему положению в вертикальном разрезе земной коры они ни в коей мере не тяготеют к ее "базальтовому" геофизическому слою, подстилающему "гранитный". Наоборот, они всегда занимают место выше этого "гранитного" слоя. По своей позиции в земной коре они отвечают той внешней оболочке корового разреза, которая слагается чехлом осадочных образований. Такие образования перекрывают консолидированную кору с "базальтовым" нижним и "гранитным" верхним этажами.

Наиболее выразительной чертой трапповых провинций является наличие наземного плаща (чехла), составленного наложенными друг на друга потоками и покровами базальтовой лавы. Отдельные горизонты лав, разделенные шлаковыми корками застывания, а также расслоенные пачками туфов либо вулканомиктовых осадков, хорошо подчеркивает стратификацию базальтовых слоев, обычно лежащих на платформах горизонтально

либо с едва заметным наклоном. Эрозия, расчленяя лавовые щиты, приводит к появлению эффектных ступенчатых склонов.

Внутреннее строение траптовых комплексов собственно платформ характеризуется следующими главными чертами. На поверхности обычно распространен лавовый плащ с мощностью в среднем 500–1500 м. В отдельных зонах, обычно вдоль одного из краев траптовой провинции лавовый плащ имеет особенно большие мощности (до 3 км, на западе Сибирской платформы, до 4 км на Западном Таймыре, до 3,5 км на западе Индостана, до 5–7 км на западе Гренландии, до 8 км и более на востоке Южной Африки и т.д.). Толща лав постепенно уменьшается в мощности к противоположному краю провинции, так что в разрезе лавовый комплекс обычно представляет собой асимметричный клин.

В основании лавового комплекса наземных траппов, как правило, залегают туфогенные и туфогенно-осадочные серии с мощностью в первые сотни метров. Они имеют наиболее широкое площадное развитие вдоль тех краевых зон траптовых плащей, где мощности лав становятся малыми. В зонах с мощными лавовыми накоплениями долавоый туфогенный комплекс обычно сокращается в мощности, а его горизонты либо переслаиваются с эффузивами, либо вообще отсутствуют. Часто разрез наземных траппов в этих частях провинций начинается прямо лавовыми пачками.

Наземные траппы залегают обычно на осадочных сериях платформ, хотя иногда распространяются и поверх щитов. Осадочные платформенные толщи под лавами всегда пронизаны интрузивными траппами – гипабиссальными силлами и секущими дайками. Мощности тех и других могут быть разными. Известны гигантские плутоны типа Бушевельда (мощность более 5 км), интрузива Дюфек Антарктиды (8 км), плутона Кирыка-Тас Таймыра (более 2 км), однако в среднем мощность послыонных интрузивов 30–50, иногда 100 м. Преобладающие дайки, как правило, вертикальны и имеют мощности 5–10 м. Более крупные дайки, тянущиеся обычно на десятки километров, достигают по мощности 20–30 и даже более 100 м.

Соотношение траптовых силлов с осадочными породами своеобразно и до сих пор не получило убедительного объяснения. Вмещающая силлы осадочная рама слабо деформирована. Из разрезов структурно "выпадают" стратиграфические горизонты, на месте которых залегают силлы. Среди геологов-съемщиков, исследующих трапповое поле Сибири, давно утвердилось понятие о мощности осадочных свит с траппами и без траппов. При этом безтрапповые разрезы содержат все стратиграфические горизонты, тогда как колонки участков, насыщенных послыонными траппами, обнаруживают пробелы в стратиграфическом разрезе. На это интересное обстоятельство о соотношении интрузивных траппов с рамой, где они как бы "выплавливают" себе камеру любой формы и размера, указывали многие известные геологи-исследователи траппов и осадочных серий Сибири: М.Н. Годлевский, Ю.М. Шейнманн, Н.С. Зайцев, В.Вл. Меннер, И.Г. Меняйлов, П.Е. Оффман, Л.М. Плотников.

Подробное изложение материалов и анализ фактов по траппам Тунгусской синклизы с предложением о частичном замещении осадков траппами был предложен автором в 1971 г. В настоящее время эта проблема решается многими исследователями с привлечением представлений о

”магматическом замещении” на примере траппов Сибири [Зотов, 1976], а также на примере классического расслоенного траппового плутона Бушвельд [Biljon, 1974].

Очень интересная черта структурного положения трапповых интрузивов внутри чехлов платформ — это их очевидная концентрация непосредственно под лавами, в самых верхних слоях платформенных серий. Например, интрузивы в Тунгусской синеклизе наиболее многочисленны в подларовой угленосной толще верхнего палеозоя. Специальные работы по количественным подсчетам интрузивов, проведенные здесь в последние годы по данным съемки и бурения в связи с нефтеносностью (материалы Астаховой, Прусской и др.), показали закономерную концентрацию 60–90% всех трапповых плутонов внутри толщ карбона–перми. Общая мощность этих осадочных горизонтов 1,5–2 км. Так, в бассейнах левых притоков Нижней Тунгуски в центре синеклизы силлы долеритов занимают до 50–70% общей мощности всех разрезов карбона–перми, 20–30% разрезов сложены силлами в толщах девона и силура. Единичные интрузивы либо полное их отсутствие отмечены в породах ордовика–кембрия. Сходные закономерности в распределении интрузивных траппов установлены и для более северных, а также южных площадей синеклизы — в тех областях, где угленосная подларовая толща имеет площадное, монотонное по мощности распространение. Сходные закономерности выявляются также для западного и восточного краев синеклизы, где количество интрузивов в общем не возрастает. Это позволяет отказаться от ранее высказывавшихся предположений о заполнении трапповых синеклиз от их краев, где предполагались главные подводящие каналы. Поступление лав на поверхность происходило повсеместно.

В участках, где угленосные толщи в Тунгусской синеклизе становятся маломощными (например, на ее юго-западных площадях, приближенных к Енисейскому кряжу, в областях конседиментных поднятий, а также вдоль юго-восточных седловин), максимальная концентрация интрузивов приходится на интервал разреза кембрий–карбон, т.е. на более глубокие стратиграфические горизонты с общей мощностью 2,5–3 км. В этих слоях преобладают карбонатные породы. В толщах ордовика–силура–девона интрузивы занимают 30–60% разреза, однако в более глубоких слоях кембрия и платформенного докембрия их количество резко сокращается и сохраняются преимущественно дайки. Число последних также резко снижается вниз по разрезу, в отдельных зонах до полного исчезновения.

Место интрузивов в осадочных чехлах платформ ограничивается всегда подлавым ярусом осадков — структурным этажом насыщения интрузивами со средней мощностью такого этажа 2–3 км. Этот этаж может совершенно не совпадать с тектоническим платформенным ярусом, он обычно не связан и с каким-либо стратиграфическим горизонтом. Литология подлавовых толщ также не имеет значения, важно лишь само существование слоистых комплексов под лавами.

В случае залегания лавового плаща на выступах фундамента платформы трапповые силлы и интрузивы сложной формы под лавами уже встречаются значительно реже. Обычно наблюдаются штоки, а преобладают маломощные дайки долеритов.

Ориентировка дайковых тел в плане хорошо выявляется на геологи-

ческих картах в зонах размыва сплошных лавовых плащей. В Тунгусской синеклизе дайки всегда группируются либо по концентрическим системам разломов неглубокого заложения, либо вдоль радиальных сечений по отношению к последним. Количество таких систем бывает различное. Известно, что подобные системы из дайковых комплексов наиболее плотно расположены в пределах полей выходов туфогенных подлавовых пачек или верхов угленосной толщи. В более глубоких стратиграфических горизонтах эти системы подводящих каналов для эффузий становятся все менее и менее плотными.

В то же время в краевых зонах многих наземных трапповых плащей, там, где региональным развитием пользуются уже не лавы, а породы подстилающих горизонтов, обнаруживаются иногда отчетливо выраженные системы однотипно ориентированных даек, протянутые на большие расстояния. Подобные системы дайковых полей часто картируются и вдоль флексур в областях самых мощных лавовых комплексов (восточная часть Гренландии, флексура Лебомбо Южной Африки, флексура западного побережья Индостана и др.).

Такие рои даек с четко выраженными северо-западными и северо-восточными простираниями известны, например, на краю выклинивания лавового плаща северо-восточной части Тунгусской синеклизы, вдоль склонов Анабарского поднятия. Широтные дайковые системы известны и в мощном лавовом поле северной части синеклизы, а также на Таймыре. Обычно во всех регионах системы даек с четкими простираниями принадлежат самым поздним внедрениям базитовой магмы и сложены, как правило, специфическими дифференцированными породами, хотя нередко среди них встречаются и обычные траппы. Однако такие системы даек являются одним из характерных элементов внутреннего строения для цельного траппового вулканоплутонического комплекса. Часто именно такие дайковые серии принимаются исследователями отдельных участков трапповых полей за главные подводящие каналы для основного плаща лав, хотя они выводят магму только для самых молодых щитовых и центральных вулканических построек.

Вышеупомянутые системы разноориентированных дайковых систем в трапповых провинциях имеют повсеместное площадное развитие. Несомненно, что именно они являются главными проводниками магмы на поверхность Земли. Системы разноориентированных даек всегда заполнены магматическими породами преобладающего толеитового типа. Нередко такие дайки слагаются туфогенными породами в пределах краевых, туфовых полей. В дайковых породах, пересекающих подлавовые и лавовые комплексы в Сибири, можно проследить всю гамму переходов от туфовых к собственно лавовым разностям пород, иногда в одной дайке — с отдельными внедрениями тех и других [Макаренко, 1971]. Долериты и долеритобазальты, конечно, в общей массе магматических пород преобладают, так как верхние горизонты регионально развитых наземных трапповых щитов всегда сложены лавами. Потому после проникновения на поверхность обломков почти по всем системам трещин обычно очень неглубокого заложения позднее поднимались лавы.

Принципиальное строение траппового комплекса и его соотношения с подстилающими породами платформенного блока показаны на блок-диаграмме (рис. 1).

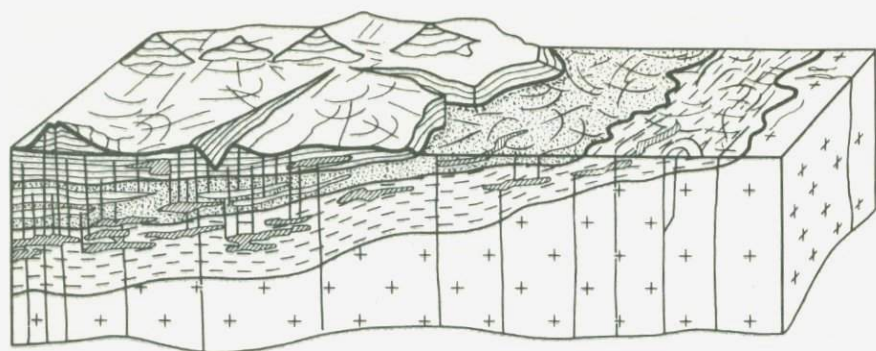


Рис. 1. Блок-диаграмма положения траппов на платформе

1 — фундамент; 2 — осадочные серии; 3 — туфы. Траппы: 4 — интрузивы и дайки, 5 — лавы и дайки; 6 — вулканы центрального типа

Наличие множества трещин, заполненных магмой, не доказывает, что произошло раздвигание земных блоков сходного масштаба. Все рассуждения о том, что наличие лавового плаща — это всегда признак раздвига и нарушения сплошности многокилометровой земной коры, не имеют под собой никаких оснований, так как количество трещин резко сокращается с глубиной. Существуют лишь очень малочисленные и совершенно незначительные по размерам (относительно масштабов поля лав) подводящие каналы в нижних слоях платформенного чехла, в фундаменте и более глубокой литосфере, по которым магма поступала из недр. Все обширные лавовые бассейны могли быть образованы за счет магмы, поднятой по тонким каналам на крышу земного платформенного сооружения.

Сравнивая лавовые плащи океанов с трапповыми мегапокровами, некоторые исследователи обращаются к поднятым участкам дна — островам типа Исландии и делают подсчеты раздвига земных глыб по суммарной мощности даек, подводящих на поверхность базальтовую лаву. В любом базальтовом поле в разрезах вулканитов количество даек при их прослеживании вниз по разрезу сначала возрастает (примерно до уровня основания эффузивного мегапокрова), а затем резко снижается, вплоть до наличия единичных секущих интрузивных тел уже на глубинах 4–5 км под лавами. Поэтому представления, что на глубинах смежные вертикальные дайки могут давать сплошной "слой" регионального развития, не соответствуют наблюдениям по обширным полям базальтовых серий — траппам.

Рои вертикальных даек обнаруживаются, как правило, лишь над крупными интрузивными телами, в зонах их концентрации над прежними промежуточными камерами. Здесь, очевидно, аккумулировалась и отсюда периодически отдельными порциями поступала на поверхность глубинная магма. Каждый момент проникновения лавы вверх сопровождался образованием новой трещины, так как прежние к этому времени оказывались уже сцементированными прочной долеритовой массой. Очень часто серии верти-

кальных даек имеют общее "дно" — крупное интрузивное тело или систему многоэтажных габбро-долеритовых плутонов.

Таким образом, траппы — это вулканоплутоническая ассоциация пород основного состава, возникающая в эпоху тектономагматической активизации древних платформ. Траппы известны не только на древних платформах, но также перекрывают герцинские, киммерийские и альпийские складчатые сооружения. На одной платформе, возникая неоднократно, траппы охватывают лишь отдельные ее части. Сами эпохи траппового магматизма очень коротки по сравнению с временем развития древних платформ.

Трапповая ассоциация представлена совокупностью наземного плаща лав (наслоенных базальтовых покровов) и комплекса интрузивных тел — силлов и вертикальных даек. Интрузивные образования, корни эффузий, они фиксируют область траппового магматизма даже после полной эрозии наземных лав. По условиям залегания траппы материков отвечают геофизическому осадочному слою земной коры. Интрузивные траппы располагаются в самой верхней части платформенных или орогенных чехлов; их количество возрастает непосредственно под плащом лав и быстро уменьшается с глубиной до единичных даек в кристаллическом субстрате, соответствующем геофизическому гранитному слою.

Глава 3

ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ВРЕМЕНИ

ДОМЕЗОЗОЙСКИЕ ЭПОХИ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА

Трапповые поля Земли надежно документируются со среднего протерозоя. К этому времени сформировались устойчивые платформы, сложенные в цоколе метаморфическими породами архея и нижнего протерозоя. В ранних платформенных чехлах известны траппы. По мере консолидации периферических геосинклиналей области, перекрытые плитными чехлами, разрастались. Непрерывное платформенное развитие древнейших консолидированных блоков в течение всей их последующей геологической истории обеспечило в отдельных случаях сохранность платформенных чехлов с траппами. Однако в большинстве таких областей среднепротерозойские платформенные слои вместе с прорывающими их базитами позже были в той или иной мере переработаны процессами складчатости и метаморфизма.

К среднему протерозою относится сложный трапповый комплекс Бушвельд Южной Африки с абсолютным возрастом 2,0–1,95 млрд. лет; траппы внутри Франсвильской серии Юго-Западной Африки (1,7–1,9 млрд. лет); траппы Машоналенд Южной Африки (1,7 млрд. лет) [Тектоника . . ., 1973]; траппы Рораима Гванского щита (1,8–1,6 млрд. лет) [Loczy, 1973]; траппы плато Кимберли Северо-Западной Австралии (1,8 млрд. лет) [Gellatly, Derrick, 1967]; траппы ятулия—суйсария—вепсия Балтийского щита (1,8–1,65 млрд. лет) [Голубев и др., 1974]; траппы тейской серии Енисейского кряжа (1,6 млрд. лет) [Зацепина, 1976] и, наконец, траппы в сериях гурон—анимики Канадского щита (1,9–1,7 млрд. лет) [Кинг,

1972]. Перечисленные трапповые комплексы среднего протерозоя формировались не одновременно. Самый древний из них — Бушвельдский, а самые молодые — комплексы Рораима, тейской серии Сибири, траппы вепсия Карелии. Отдельные эпохи трапповых излияний следовали друг за другом. Иногда излияния покрывали сближенные территории, проявляясь последовательными всплшками (Балтийский щит). Одновременно они могли происходить и в удаленных регионах, на разных материках. В течение среднего протерозоя могут быть установлены как минимум четыре импульса базальтового траппового магматизма, охватившего различные области Земли (рис. 2).

В позднепротерозойское время площади платформенных территорий земного шара расширились за счет консолидации среднепротерозойских геосинклиналей. В платформенных отложениях верхнего протерозоя известны траппы нескольких эпох магматизма. Ранняя относится к первой трети позднего протерозоя (рифей). Ей принадлежат траппы поздней фазы внедрений в чехол плато Кимберли Северо-Западной Австралии (1,4–1,35 млрд. лет) [Gellatly, Derrick, 1967; Борукаев, 1970], а также траппы — долеритовые дайки и плутоны — Лабрадорской системы Канадского щита (1,5–1,35 млрд. лет) [Кинг, 1972]. Можно считать, что траппы первой трети рифея распространены на Земле мало, скорее всего, они не одновозрастны и возникли как минимум в два последовательных импульса.

На временной интервал, охватывающий середину и конец рифея, приходится большее число импульсов траппового магматизма. К середине рифея размеры платформ увеличились. В это время возникли трапповые поля ютния Балтийского щита, траппы каменноборской и салминской толщ Приладожья, крестецкой и полесской толщ западной части Русской плиты, калтасинской толщи Приуралья (1,1–0,9 млрд. лет) [Ушакова, 1976]. Трапповые комплексы, рвущие породы позднепротерозойского платформенного чехла, известны в Индостане. Это долериты серий Кудапах и Карнуль (1,1–0,9 млрд. лет) [Schnitzer, 1971], а также траппы регионов Гвалиор, Биджавар, Чатгисгар северной части докембрийской платформы (0,8–0,75 млрд. лет) [Sarkar, 1972]. Траппы этого возраста известны на Сибирской платформе, в ее северной части, где прорывают билляхскую и солоолийскую серии рифея на периферии Анабарской антеклизы (1,1 млрд. лет) [Масайтис, 1969]. В позднепротерозойском чехле краевых зон Северо-Американской платформы имеются траппы группы Туле в Гренландии (1,1 млрд. лет) [Haller, 1970], в серии Кивино в юго-восточной части (1,1–0,9 млрд. лет), в толщах серий Гранд-Каньон, Белт и их аналогов в западной и северо-западной частях (1,1–0,9 млрд. лет) [Кинг, 1972]. Все названные трапповые комплексы позднего рифея в разных областях Земли возникли в течение трех–четырех последовательных импульсов.

В конце протерозоя—начале палеозоя трапповый магматизм проявился слабо. Это — траппы Вольни в юго-западной части Русской плиты, базитовые вулканиты в Пачелмском прогибе (0,6 млрд. лет) [Ушакова, 1976]. Возможно, именно к этому времени относятся траппы Учуро-Майского района Сибири (0,7–0,6 млрд. лет) [Кутейников, Масайтис, 1968; Ельянов, Моралев, 1973], а также несколько более молодые раннекембрийские или вендско-кембрийские траппы бассейнов Виктория и Джорд-

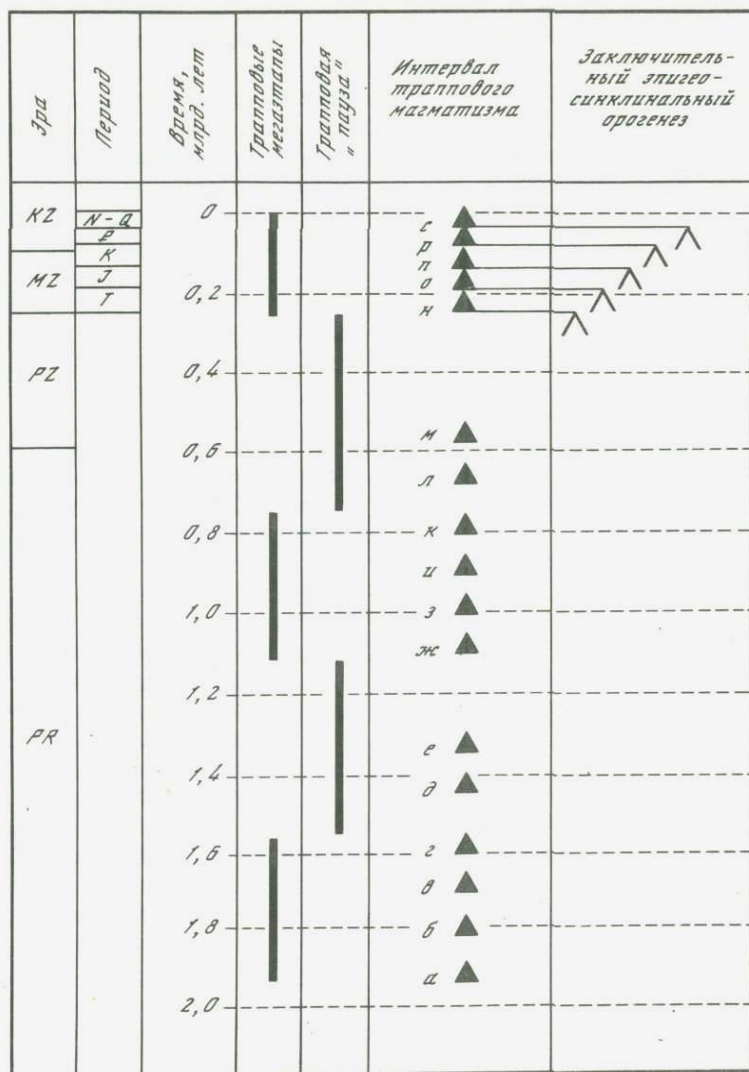


Рис. 2. Траппы в геологическом времени

Трапповые провинции от древних к молодым: а – Бушвельд; б – ятулия-суйсария (Восточно-Европейская платформа), кимберлийская (Австралия); в – Рораима (Южная Америка), гурон-анимики (Северная Америка), Франсвилль (Африка); г – веспия (Прибалтика), тейская (Енисейский край); д – Арнемленд, Стерт (Австралия); е – Лабрадорская; ж – иотния и аналогов (Восточно-Европейская платформа); з – Белт, Кивино и аналогов (Северная Америка); и – Приуралье; к – Карнуль, Чаттиснар (Индостан); л – Вольнская (Восточно-Европейская платформа); м – Джорджина, Виктория (Австралия), Учуро-Майская (Сибирь); н – Тунгусская (Сибирь), Таудени (Африка), Аппалачей-Уошито (Северная Америка); о – Карру (Африка); п – Паранская (Южная Америка), Восточной Антарктиды, Перт (Австралия), Тасмании; р – Декан (Индостан); Брито-Арктическая, Восточного Верхоянья; с – Колумбийская (Кордильеры), Западной Антарктиды

жина в Австралии [Explanatory . . . , 1972]. На этот временной интервал приходится, таким образом, минимум два импульса траппового магматизма.

Палеозой представляет собой паузу в проявлении обширных базальтовых излияний. В это время был широко представлен платформенный базитовый магматизм в авлакогенах (Донбасс, Вилкойский авлакоген Сибири). После палеозойской паузы, начиная с рубежа палеозой—мезозой, стали последовательно возникать обширные поля траппов на всех континентах, в это же время начали изливаться и базальтовые лавы в ложе океанов.

Таким образом, в развитии Земли существуют эпохи "сгущения" трапповых импульсов (см. рис. 2). Ранняя из таких эпох, 1,95—1,6 млрд. лет, охватывает средний протерозой, она представлена по крайней мере четырьмя последовательными импульсами на платформах, тогда еще малых по размерам, и длится 0,3—0,35 млрд. лет. Вторая из таких эпох, 1,1—0,75 млрд. лет, охватывает поздний рифей, представлена не менее чем четырьмя последовательными импульсами трапповых излияний на платформах Земли и длится также 0,3—0,35 млрд. лет. Наконец, поздняя из таких эпох, 0,24 млрд. лет — ныне, охватывает мезозой—кайнозой, представлена пятью последовательными импульсами трапповых излияний на всех материках и, ограниченная современным моментом, длится 0,24 млрд. лет. Главные эпохи сгущения импульсов базальтовых проявлений — "трапповые мегаэтапы" — отделены друг от друга временными интервалами "трапповых пауз" в 0,5—0,6 млрд. лет. Примерно в середине интервалов также известны вспышки траппового магматизма, но менее широко развитые.

Итак, анализ проявлений траппового магматизма Земли в геологическом времени дал возможность выявить определенные мегациклы в ее истории. Мегацикличность определяется чередованием "трапповых мегаэтапов" и "трапповых пауз". Последний из трапповых мегаэтапов совпал с тем общим "базальтовым потолком" на планете, который привел к созданию ее мезозойско-кайнозойской наружной оболочки, состоящей из плато-базальтовых полей материковых окраин и лав океанского дна.

ЭПОХИ МЕЗОЗОЙСКОГО И КАЙНОЗОЙСКОГО МАГМАТИЗМА

Трапповые провинции, возникшие в мезозое и кайнозое, формировались постепенно, и зоны базальтовых излияний перемещались по земному шару с материка на материк, охватывая главным образом южное полушарие [Du Toit, 1927; Страхов, 1948; и др.]. Существуют представления, что отдельные трапповые поля формируются очень длительно и что базитовый магматизм в связи с этим практически непрерывно проявляется на земном шаре в последние 240 млн. лет [Skrutton, 1973; Луцицкий, 1978]. В то же время подмечено, что трапповый магматизм проявляется во времени дискретно [Масайтис, Лурье, 1971] и что мощные серии платобазальтов, слагающие наземные чехлы трапповых провинций, формируются в очень короткие временные интервалы 10—12 млн. лет [Купо, 1969]. Эти представления иллюстрируют импульсивность проявлений базальтового магматизма в каждом отдельно взятом регионе.

В трапповых провинциях помимо главного плаща базальтов, обычно

сложенного толеитовыми разностями, имеются и более поздние, спорадически развитые сложные базитовые комплексы. Их возраст надежно определяется тем, что эффузивы переслаиваются с осадочными толщами, перекрывают основной плащ платобазальтов, а интрузивы прорывают их. Обычно поздние комплексы либо более дифференцированные с отщеплением кислых разностей, либо имеют повышенную щелочность. Как правило, они располагаются в пределах толеитового плаща, надстраивая его вверх гипсометрически и стратиграфически, иногда — по периферии этого плаща. Такие комплексы содержат часто и породы, сходные с обычными траппами. Эти образования как бы увеличивают, растягивают этап формирования трапповой провинции, поскольку отдельные датировки по базитовым породам относятся именно к ним.

Позднепермско-триасовый магматизм

В самом начале мезозойской эры на Земле возникли шесть трапповых провинций, которые могут быть охарактеризованы как пермско-триасовые. Это провинции Сибирской и Южно-Китайской платформ, синеклизы Таудени Африки, Кашмира Северного Индостана, Аппалачей—Уошито и Свердрупского бассейна материка Северной Америки.

Сибирская платформа. Обширные территории западной части платформы были охвачены трапповым магматизмом в самом конце перми (рис. 3), что выразилось в смене терригенного осадконакопления формированием регионально распространенной туфогенной толщи. Ее нижние горизонты относят к верхам верхней перми [Садовников, 1964; и др.], кровлю туфогенной толщи — к низам триаса, а базальты главного траппового плаща сейчас датируют индским и оленекским ярусами нижнего триаса [Протерозойские . . . , 1977]. Определения абсолютного возраста главным образом К—Аг методом для лав охватывают интервал 235—220 млн. лет [Старицына и др., 1972], что согласуется с геологостратиграфическими наблюдениями.

Сложнее решается вопрос о возрасте интрузивных траппов. Геологические наблюдения показывают, что последние главным образом синхронны лавам (общие петрохимические типы, внедрение верхних частей многоэтажных силлов в туфогенные и лавовые пачки, наличие сложных дифференцированных плутонов прямо под туфолавами). Тем не менее интрузивы, по данным определений абсолютного возраста, всегда оказываются более древними. Среди датировок по плутоническим породам часто встречаются значения 290—260 млн. лет. Например, для знаменитого плутона Норильск 1, залегающего непосредственно под эффузивными траппами, имеются определения 290, 237, 259 и наконец 228 млн. лет [Старицына и др. 1972]. По данным Л.И. Шахотько с соавторами [1977], интрузивы северо-восточной части траппового поля Сибири, внедренные не только в туфы, но в средние и верхние горизонты лавовой толщи, имеют возраст 256, 270, 276, 278 (лаборатория ИГЕМ АН СССР), 268 (лаборатория ВАГТ) млн. лет. Авторы считают причиной расхождения геологических (триас) и геохронологических (ранняя пермь—карбон) данных возможный захват моноклиным пироксеном Аг из вмещающих осадочных пород.

Трапповые плутоны, залегающие в палеозойских породах южной части

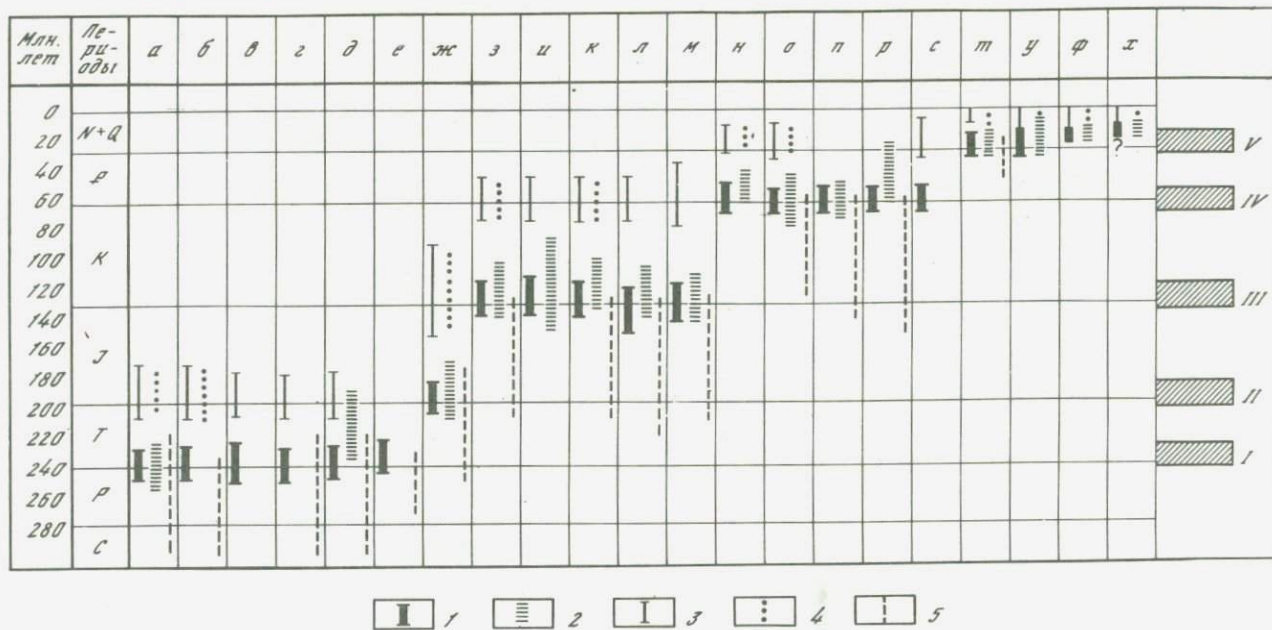


Рис. 3. Возраст мезозойско-кайнозойских эффузивных, интрузивных траппов и сопутствующих базитов разных провинций Земли

Провинции: а – Сибирь, Зауралье; б – Таудени; в – Южно-Китайская; г – Кашмир; д – Аппалачи-Уошито; е – Свердрупский бассейн (первая фаза); ж – Карру; з – Каоковельд; и – Раджмахал; к – Парана; л – Восточная Антрактида; м – Перт, Тасмания; н – Декан; о – Восточная Гренландия, Британия; п – Западная Гренландия, Свердрупский бассейн (вторая фаза); р – Шпицберген (первая фаза); с – Восточное Верхоянье; т – Плато Колумбия; у – Западная Антарктида; ф – Шпицберген (вторая фаза); х – Исландия.

Интервал накопления главного траппового плаща толеитов по данным: 1 – стратиграфическим, 2 – радиологическим; интервал накопления надстраивающих базитов по данным: 3 – стратиграфическим, 4 – радиологическим; 5 – возраст интрузивных траппов по радиологическим данным; главные эпохи траппового магматизма: I – позднепермско-триасовая, II – поздне-триасово-юрская, III – позднеюрско-меловая, IV – позднемеловая-палеогеновая, V – позднепалеогеново-неогеновая

Тунгусской синеклизы (данные Л.В. Наумова) имеют радиологический возраст 280—240 млн. лет, т.е. соответствующий ранней перми. Поскольку в нижнепермских толщах отсутствуют не только лавы, но даже туфогенные прослои базитов, мало вероятно соответствие этих цифр действительному времени внедрений.

При анализе обширных аналитических работ, главным образом Л.В. Фирсова по абсолютным датировкам интрузивных траппов Сибири, некоторые исследователи приходят к выводу [Васильев и др. . . , 1971], что аналитические ошибки определений возраста траппов К-Аг методом слишком велики. Нередко единичные определения, относящиеся к породам заведомо мезозойским, показывают даты 302, 401 млн. лет, что явно не соответствует геологическим данным. В то же время имеется некоторое количество датировок, соответствующих интервалу триаса и в общем совпадающих с геологическими данными.

Более молодые долеритовые плутоны, преимущественно дайки, а также трубчатые тела рвут осадочные серии юрского возраста, лежащие несогласно на триасовых туфолавах юго-восточной части траппового поля Сибири. Их радиологический возраст определяется в среднем 210—188 млн. лет [Кузнецов и др., 1977]. К этому же возрастному интервалу, судя по геологическим данным, относятся вулканоплутонические комплексы трахитобазальтового и ультраосновного щелочного состава, нарушающие и перекрывающие раннетриасовые платобазальты северо-восточной части траппового поля, а также дайковые серии щелочных базитов по его северной периферии. Однако по данным определений абсолютного возраста (слюды, полевые шпаты), плутоны этих комплексов сформировались в начале триаса (240—225 млн. лет) [Егоров, 1969], т.е. оказываются древнее прорываемых ими платобазальтов, что геологически невероятно.

Общий возрастной интервал становления трапповой провинции Сибирской платформы на основе геолого-стратиграфических наблюдений, а также критического анализа данных определений абсолютного возраста принимается сейчас 240—200 млн. лет [Протерозойские . . . , 1977]. Он охватывает, таким образом, конец перми—триас. В этот интервал попадают также самые поздние дайковые и дифференцированные вулканические серии, рвущие главный плащ лав. Если учесть самые молодые дайки, нарушающие несогласно лежащие на траппах осадочные породы в Приангарье, то тогда интервал магматизма растянется до абсолютной отметки возраста 180 млн. лет (до начала юры). Главная фаза наиболее мощных внедрений и проявления наземных эффузивно-экструзивных фаций, этой наиболее выразительной фазы траппового магматизма, обнимает временной интервал значительно более узкий, 235—220 млн. лет. Это вполне согласуется с геологическими материалами. Однако, если учитывать многочисленные датировки по интрузивам, интервал магматизма сильно расширяется вниз по шкале времени и захватывает вторую половину карбона.

Таким образом, данные о возрасте траппов Сибирской платформы показывают, что наиболее представительный импульс наземного вулканизма имеет узкий возрастной интервал, около 15 млн. лет. Его начало приходится на рубеж перми—триаса. Позднее происходят спорадические извержения и внедрения более дифференцированных магм, длящиеся до начала юры. Данные абсолютного возраста по интрузивным траппам по-

стоянно показывают более древние значения, обычно не соответствующие геологической обстановке. Эти выводы важны для анализа возраста траппов других провинций мира, материалы по которым отрывочны и иногда взаимно не согласуются.

Южно-Китайская платформа. Трапповый магматизм проявился в западной краевой зоне платформы. По данным Фана [Fan, 1978], суммировавшего более ранние материалы 1948–1960 гг. по этой провинции, трапповое поле представлено туфогенной и лавовой пачками. Считается, что вулканическая активность началась, возможно, в середине, наверняка – в конце перми, затем продолжалась с перерывами в течение раннего триаса. По геолого-стратиграфическим наблюдениям можно установить, что начало наземного магматизма падает на рубеж перми–триаса, продолжение его охватывает начало триасового периода. Таким образом, намечается полное совпадение эпохи вулканизма с главной эпохой образования туфолавовой толщи Сибирской платформы.

Синеклиза Таудени. В палеозойских осадочных сериях синеклизы, расположенной на западе Африканской платформы, широко распространены послойные плутоны основных магматических пород – интрузивные траппы. Наземные лавы этого комплекса главным образом уничтожены эрозией, их поля сохранились только на северо-западе синеклизы. По геолого-стратиграфическим данным, сведенным Ван-Хоутеном и Брауном [Van Houten, Brown, 1977], самые ранние горизонты базальтов (около 70 м) залегают в основании нижнего триаса и могут относиться еще к верхним горизонтам перми. По Шуберу и Фор-Мюре [Тектоника . . . , 1973], главная фаза траппового магматизма бассейна приходится на рубеж перми–триаса, именно в это время образуются лавовые поля. Базитовый магматизм продолжался и позже. В Высоком Атласе в грабенах прослеживаются лавовые серии (мощностью до 500 м), перекрытые отложениями среднего триаса. Последние содержат только отдельные покровы базальтов [Van Houten, Brown, 1977], что показывает уменьшение мощности излияний. С середины триаса – в карнии, рэте и вплоть до лейаса вдоль разломов широко проявляются базиты со щелочным уклоном (до трахитов). Эти проявления частью охватывают поля более ранних базальтов, но главным образом распространены на крайнем северо-западе материка, где переходят с платформенного края на область герцинид в Алжире и Марокко. Абсолютные датировки этой фазы лавовых вдоль-разломных эффузий – 213 (по плагиоклазу) – 180 (по породе) млн. лет. Соответствующие этому этапу интрузии дифференцированных базитов имеются также на крайнем юге синеклизы Таудени и в пределах Либерийского щита.

Силлы долеритов, широко развитые в синеклизе, датируются, по геологическим материалам, как пермские [Lau, Reichelt, 1971], хотя отдельные датировки соответствуют карбону – перми [Тектоника . . . , 1973]. Признаки наземного вулканизма этого времени отсутствуют.

Таким образом, как и в Сибири, в западной части Африканской платформы устанавливается излияние лав на рубеже перми–триаса и более поздние спорадические внедрения дифференцированных базитов, длящиеся до начала юры. Как и в Сибири, датировки плутонов оказываются гораздо более древними.

Район Кашмира. Этот район на севере Индостана был затронут базальтовым вулканизмом, приведшим к становлению так называемых Панджальских траппов. Их возраст сейчас оценивается от среднего карбона до позднего триаса [Sinha, 1977]. Внутри этого возрастного интервала наиболее вероятно главная фаза магматизма на рубеже перми—триаса [Gupta, Thakur, 1974], которой соответствуют некоторые датировки абсолютного возраста лав 228 ± 10 млн. лет [Sinha, 1977].

Аппалачи—Уошиго. Это — складчатое сооружение герцинского возраста в Северной Америке, внутри которого имеются серии даек, базальты и силлы в грабенах. Хотя это не платформенная область, базиты региона часто упоминаются при обзорах трапповых комплексов. По геологической обстановке долеритовые дайки синхронны образованию грабенов. Они считаются средне-позднетриасовыми, заключительные внедрения охватывают раннюю юру [Кинг, 1960]. Данные определений абсолютного возраста (использованы разные методики, в том числе по Rb-Sr) хорошо согласуются с геологическими и показывают интервал 230—200 млн. лет [Bryan et al., 1977]. В то же время обнаруживается и "дограбеновая" фаза базальтового магматизма, приходящаяся на рубеж перми—триаса. Она была проявлена мощными лавовыми излияниями, в основном размытыми и сохранившимися в отдельных участках [Faill, 1973]. Считается, что регионально распространенные, в том числе между будущими грабенами, дайки долеритов относятся именно к этой более ранней фазе магматизма. Преобладающие датировки по этим рвущим телам — 240—220 млн. лет [Maxey, 1973]. Более поздние вдольразломные габброиды и базальты, в том числе дифференцированные плутоны, дайки щелочных разновидностей внедрялись главным образом 200—180 млн. лет назад [Bertran, Coffrant, 1977], т.е. вплоть до ранней юры, что согласуется с геологическими материалами. Они известны также вдоль побережья Мексиканского залива под мезозойским чехлом в складчатом комплексе Уошиго.

Обнаруживаются обычные "несоответствия" абсолютных датировок плутонов с данными геологии. Так, в штатах Пенсильвания, Тенесси, Кентукки для даек, сходных с самыми поздними дифференцированными внедрениями (сланцевые перидотиты, щелочные базиты), неоднократно получены пермские, карбоново-пермские и даже девонские датировки 386, 279, 270, 257 млн. лет, хотя эти дайки секут каменноугольные и пермские толщи [Meuer, 1976].

Таким образом, в поясе Аппалачи—Уошиго регионально распространенные дайковые комплексы (корни прежних лав) возникли на рубеже перми—триаса в интервале примерно 20 млн. лет. Разломные вулканы и дифференцированные базиты внедряются вплоть до начала юры. Породы интрузивных тел по абсолютному возрасту нередко оказываются значительно более древними, что не согласуется с геологической обстановкой.

Свердрупский бассейн. Бассейн представляет собой обширную позднепалеозойско-мезозойскую депрессию на фундаменте палеозоид, базитовый магматизм проявился перед этапом мезозойских прогибаний. Устанавливается пермско-триасовый возраст внедрений, секущих толщи с эвапоритами карбона—перми. Эти толщи, вмещающие вулканы и габброиды, выходят в диапировых куполах протыкания среди более молодых осадков. Триасовые базитовые интрузии в бассейне были установлены Гаулдом и Де Миллом в 1964 г. [Sweenly, 1977].

Позднетриасово-юрский магматизм

Бассейн Карру. Это единственный регион на Земле (юг Африки), где известен этот этап трапповых внедрений. Возраст магматизма с начала изучения этой провинции, еще до применения абсолютной геохронологии, считался совпадающим с фазой наземных извержений [Du Toit, 1927]. Время формирования лавового плаща установлено по геолого-стратиграфическим данным. Главная фаза излияний охватывает примерно 15 млн. лет, конец триаса – начало юры (рэт–лейас). Преобладающие абсолютные значения возраста – максимум 190–170 млн. лет [Scrutton, 1973]. Позднейшие проявления щелочных базитов в виде лавовых построек и сложных плутонов располагаются вдоль флексур и зон разломов. Эта фаза магматизма датируется 151–140 млн. лет [Dingle, Scrutton, 1974]. К ней также относятся внедрения кимберлитов и карбонатитов каррусского цикла [Macintyre, 1977].

Позднеюрско-меловой магматизм

На Земле существует пять провинций, сформированных в этот временной интервал: Паранская Южной Америки; Каоковельда Юго-Западной Африки; Раджамахал Восточного Индостана; Восточно-Антарктической платформы; Западной и Южной Австралии, о-ва Тасмания.

Паранский бассейн и примыкающие к нему более северные регионы восточной части Южно-Американской платформы были одновременно охвачены трапповым магматизмом. Геологические материалы датируют начало главной фазы базальтовых излияний в бассейнах Параны, Парнаибы, Амазонки рубежом киммериджского и титонского веков поздней юры [Melcher, Almeida, 1972]. Конец эпохи излияний относится к аптскому веку мела. С середины апта лавы перекрываются регионально развитыми осадочными породами, хотя вулканические проявления локально возобновляются. Абсолютная геохронология дает интервал базальтовых излияний 147–119 млн. лет с максимум 120–130 млн. лет [Herz, 1977]. Датировки возраста долеритов вдоль Атлантического побережья систематически более древние, их значения 137–130 млн. лет. По датам для крупных плутонов (в том числе щелочных базитов) и на западе и на востоке Паранского бассейна интервал магматизма еще более удвояется: 146–149 и 254, 238 млн. лет [Herz, 1977]. Они мало соответствуют геологической обстановке, поскольку в пермских и триасовых толщах вулканические продукты не установлены. Позднее проявляется главным образом щелочно-базитовый и щелочной ультраосновной магматизм – вдоль разломов прибрежных грабенов и на поднятиях. Интрузии прорывают осадочные толщи баррема, возникшие в период магматического затишья. Датировки поздних внедрений – 110–91 млн. лет [Almeida, 1972; Sial, 1977]. Таким образом, главная фаза эффузий охватывает 10 млн. лет, начало излияний приходится на рубеж юры и мела. Данные по интрузивам “удвояют” этап магматизма на 40–60 млн. лет. Поздние дифференцированные внедрения базитов начинаются во второй половине мела и делятся вплоть до начала палеогенового периода.

Каоковельд – Юго-Западная Африка. Регионы Анголы и Намибии, помимо интрузивных тел траппов цикла Карру, содержат среди оса-

дочных и метаморфических образований также и более молодые базитовые породы. Это поверхностные поля платобазальтов позднеюрско-раннемелового возраста с абсолютными датировками 136–114 млн. лет, максимум 130–120 млн. лет, и соответствующие им дайки долеритов. Пластовые интрузивы, расположенные в участках развития лав, хотя и имеют раннеюрские возрастные датировки (183 млн. лет) [Siedner, Mitchell, 1976], могут быть обычными корнями лав с их характерным завышенным возрастом. В этих областях широко распространены также кимберлитовые трубки, кольцевые плутоны с щелочными породами. Их возраст по геологическому положению считается среднемеловым [Reis, 1976], датировки абсолютного возраста со значениями 134–119 млн. лет указывают на внедрение после возникновения платобазальтового плаща [Macintyre, 1977], а значения 105–84 млн. лет [Herz, 1977] — на продолжающиеся вспышки до самого конца мелового периода.

Раджмахал — базальтовое поле трапповой провинции на востоке Индостана возникло на рубеже юрского и мелового периодов. Обобщения по стратиграфии и по данным определений абсолютного возраста пород провинции показывают, что вулканизм и гипабиссальная магматическая активность длилась от конца юры и вплоть до эоцена [Geodynamic . . . , 1972]. Главная фаза эффузий более короткая, лавы (датировки абсолютного возраста до 100 млн. лет [McDougall, McElhinny, 1970]) перекрываются слоями альба. Позднемеловые—эоценовые проявления дифференцированных базитов, кимберлитов встречаются реже и приурочены к разломам.

Восточно-Антарктическая платформа была затронута трапповым магматизмом в конце юрского периода. Провинция Феррар включает лавовый комплекс с нижней возрастной границей по геолого-стратиграфическим данным, на рубеже нижней и средней юры [Fleck et al., 1977]. Палеонтологические данные характеризуют слои, чередующиеся с магматическими породами, чаще всего силлами. Более точно определяют нижнюю границу эпохи наземного вулканизма датировки находки фауны в подстилающих лавы туфобрекчиях толщи Мосан (ее считают ледниковой либо лахаровой), в которой имеются палеонтологические остатки позднеюрского возраста [Matz et al., 1972]. Это резко поднимает нижний возрастной рубеж этапа эффузий. Общий интервал магматизма определяется главным образом по определениям радиологического возраста долеритов — 163–147 млн. лет [McDougall, 1963]. В позднейших работах приводятся более молодые значения возраста. Так, средние даты по слоистым лавам Трансантарктических гор [Fleck et al., 1977] — 129 млн. лет — совпадают с началом неокома. Плутоны, как и обычно, дают более древние значения, в среднем 172 млн. лет. Знаменитый расчлененный интрузив Дюфек имеет датировки пород 170–168 млн. лет. Его структурное положение свидетельствует, скорее о более позднем внедрении [Himmelberg, Ford, 1977].

Австралия и о-в Тасмания. В северо-западной, западной и южной частях Австралии известны лавы неокома, перекрытые слоями апта с морской фауной (прогибы Перт, Бонапарт, Басов) [Браун и др., 1970; Gunn, 1975]. Геологическая обстановка говорит о фазе лавовых излияний, начавшейся в конце юры. Это подтверждено определениями радиологического возраста — 137–126–118 млн. лет [Ехон, Wilcox,

1978; Marke, 1978]. Датировки плутонов долеритов Австралии и Тасмании показывают более древние значения, в среднем 170 млн. лет [McDougall, Wellmar, 1976; Schmidt, McDougall, 1977]. Поздняя эпоха вдольразломных магматических внедрений относится ко второй половине мела, к моменту образования грабенов вдоль южного и западного побережий Австралии.

Позднемеловой — палеогеновый магматизм

К этому интервалу магматизма относятся траппы Декан Западного Индостана, Верхоянья, а также Брито-Арктической провинции.

Деканское плато Западного Индостана имеет плащ базальтов, возникших в течение маастрихта—раннего эоцена [Chowdhary, 1973; Krishnamurthy, Cox, 1977]. Возраст лав определяется по геологической обстановке и совпадает с преобладающими датами абсолютного возраста эффузивов 65—42 млн. лет [Skrutton, 1973]. Более поздние плутоны центрального типа, дайки щелочных и дифференцированных базитов, внедренные по разломам, относятся по возрасту к эоцену, а также к концу палеогена—неогену [Macintyre, 1977].

Верхоянье — складчатая область, охваченная на больших площадях к востоку от главных хребтов базальтовым магматизмом в самом конце мела. Возраст магматизма определяется по геолого-стратиграфическим данным. Лавы залегают поверх толщ с флорой апта [Ганеев, 1973]. Геологи НИИГА считают, что этап магматизма охватывает также палеоген. Более молодые внедрения базитовых дифференциатов известны вдоль поздних разломов, которые стали проявляться с олигоцена [Артемов, Наймарк, 1977].

Брито-Арктическая провинция, включающая платобазальтовые поля восточной и западной Гренландии, побережья Лабрадора, а также выходы траппов на Британских островах, была охвачена магматизмом в самом конце мела. В туфогенных брекчиях под лавами восточной части Гренландии имеется флора дания. Лавовые излияния начинаются в палеоцене и делятся до середины эоцена [Haller, 1970]. Самые древние по абсолютному возрасту лавовые покровы — со значениями 70—60 млн. лет [Tarling, Gall, 1968], верхний возрастной рубеж региональных излияний — 50 млн. лет [Mitchell, Jones, 1976]. Максимум значений по лавам охватывает интервал всего в 10 млн. лет (60—50 млн. лет) [Macintyre, 1977]. Возраст даек, залегающих под лавами постоянно, оказывается более древним, около 70 млн. лет. Габброиды из массивов Шотландии имеют еще более древний радиологический возраст 90—81 млн. лет [Roberts, Flemming, 1974]. Внедрение поздних дифференцированных плутонов и щелочно-базитовых даек вдоль разломов начинается во второй половине эоцена [Thompson et al., 1972] и длится на востоке Гренландии, на западе Ирландии вплоть до начала миоцена [Brown et al., 1977; Macintyre, 1977].

Траппы **Шпицбергена** традиционно относят к Брито-Арктической провинции. Однако современные данные о возрасте базитов Шпицбергена противоречивы, имеется тенденция относить траппы к более древнему этапу магматизма. Главным аргументом для сохранения Шпицбергена

в сфере влияния траппового магматизма Брито-Арктической мел-палеогеновой провинции является наличие на острове лавового плаща толеитовых базальтов (сейчас останцы) с мощностью до 350 м [Ковалева, Буров, 1976]. Лавы лежат на пенеплене позднемелового возраста, выработанном на более древних породах. Основанием для отнесения провинции к более древнему этапу служат данные по абсолютному возрасту долеритов. Самые молодые слои мезозоя здесь отвечают апту. Нижний мел, как и все подстилающие горизонты, содержит интрузивные sillы и более сложные плутоны. Датировки по ним распадаются на две возрастные группы с максимумами 144 и 105 млн. лет, что и позволяет считать траппы "среднемеловыми". Более ранние материалы английских геологов [Burov et al., 1975], а также материалы по прилежащим к Шпицбергену мелким островам, где вскрываются лишь низы мела, прорванные плутонами, дают основание рассматривать трапповый магматизм даже как позднеюрский—раннемеловой.

Если отнести плутоны долеритов Шпицбергена к этому раннему этапу магматизма, то для палеогеновых эффузивов вообще "исчезнут" их интрузивные корни. В то же время единичные определения по плутонам показывают цифры 90 и даже 70 млн. лет. Представляется, что создавшееся положение отражает обычное для трапповых провинций несоответствие датировок эффузий и интрузий, где последние всегда "удревяют" этап магматизма.

Имеется еще одна особенность возраста траппов Шпицбергена. Среди эффузивных толеитовых базальтов, относимых к палеогену, есть породы с возрастом 60 ± 20 млн. лет, но также 20 ± 10 млн. лет [Буров, Загрузина, 1976]. Последние значения показывают, что среди поля лав, видимо, существуют эффузии более молодого этапа базальтового магматизма.

Позднепалеогеново-неогеновый магматизм

К этой эпохе относятся платобазальты р. Колумбии североамериканских Кордильер, базальты Западной Антарктиды, плащи покровных базальтов Шпицбергена и Исландии.

Плато р. Колумбии сложено лавами миоцена. В основании базальтов имеются осадочные слои с нижнемиоценовыми окаменелостями, хотя известны разрезы, где под лавами лежат туфы верхов палеогена [Кинг, 1960; Whright et al., 1973; Snawely et al., 1973]. Абсолютный возраст лав (определения по разным методикам) охватывает интервал 20—9 млн. лет, имеются также плутоны долеритов олигоценового возраста. После излияния толеитовых лав, в интервале конец миоцена—плиоцен, последовали спорадические внедрения и возникли вдольразломные лавовые поля из более дифференцированных базитов [Кинг, 1960; Walker, 1973; Bennet, 1976].

Западная Антарктида — вдольбереговая полоса Антарктанд — была перекрыта лавовыми покровами на рубеже палеогена и неогена. Стратиграфия лав и туфов, обнаженных среди ледового покрова в отдельных выступах, разработана еще слабо. Время магматизма, имеющего общую направленность развития на обширных площадях, охватывает олигоцен—плиоцен, 30—7 млн. лет [Лопатин, Поляков, 1973]. В пределах Антаркти-

ческого полуострова интервал регионально развитого вулканизма считается более узким, средний-поздний миоцен [Nelson, 1975]. Важно отметить, что поздние вулканические постройки сложены наиболее дифференцированными базитами, в том числе щелочными разностями, и концентрируются вдоль предполагаемых разломов. Есть мнение, что вулканизм продолжался и в четвертичное время.

Шпицберген, по-видимому, был дважды охвачен в кайнозой вулканизмом траппового типа, о чем свидетельствуют молодые датировки в лавовом плаще 20 ± 10 млн. лет [Буров, Загрузина, 1976]. Этот возрастной интервал магматизма следует отделить от более раннего интервала Британо-Арктических траппов, поскольку для последних в начале миоцена типичны базиты, дифференцированные до риолитов, либо щелочные спорадические внедрения. Правомерность отнесения молодых траппов Шпицбергена к палеогеново-неогеновому магматическому интервалу подтверждается также наличием совсем молодых вулканических построек, сложенных щелочными базитами. Этот поздний вулканизм проявился главным образом в голоцене, после плиоценово-плейстоценовой амагматической эпохи. Вулканические конусы существуют и сейчас.

Исландия — остров, покрытый лавами, расположенный в центре океана. Он достаточно велик, чтобы сравнить его лавы с плащом траппов. Видимый разрез охватывает магматиты, возникшие в интервале среднего—позднего миоцена (16—6 млн. лет) [Милановский, 1976]. После эпохи ослабления вулканизма последовали плейстоценово-голоценовые извержения дифференцированных магматических серий, сконцентрированные в грабеновых вдольразломных зонах. Вулканы активны доныне.

Таким образом, материалы о мезозойско-кайнозойском трапповом магматизме в геохронологии показывают, что проявления его импульсивны. В регионах Земли, нередко далеко отстоящих один от другого, вспышки магматизма оказываются синхронными. Всего их обнаруживается пять. Самая последняя приходится на рубеж палеогена—неогена. Позже региональных эффузий, образующих плащи на огромных площадях, не происходило. В этом смысле наше время — момент затухания самого последнего траппового импульса. Сейчас происходят только поздние внедрения вдоль разломов внутри наиболее молодых трапповых провинций. С ними морфологически сходны вулканические сооружения современных рифтовых систем Земли.

Внутри разных импульсов траппового магматизма наиболее выразительны и сжаты во времени фазы платобазальтовых излияний. Они приходятся каждый раз на рубежи геологических периодов, несмотря на то, что длительность периодов разная (см. рис. 3). Начало периода знаменуется мощными эффузивными проявлениями, в общем одновременно происходящими на гигантских площадях (охватывающих до половины площади платформы), длятся эффузии 10—12 млн. лет. Несколько более ранние излияния лав, а также интенсивный взрывной вулканизм, ведущие к накоплению туфогенных брекчий, происходили в самом конце предшествующего периода и охватывали еще примерно 3—5 млн. лет.

Интрузивные тела траппов, пространственно связанные с полями платобазальтов, постоянно показывают более древние значения абсолютного возраста, иногда на 40—60 млн. лет ("удревненные" до нижней границы

предшествующего геологического периода и даже за нее). В то же время геологическая обстановка, как правило, свидетельствует о сближенности во времени эффузий и интрузий. Нередко значения возраста по интрузивам приходят в прямое противоречие с геолого-стратиграфическими наблюдениями — "древние" плутоны прорывают более молодые толщи.

Несоответствия дат по наземным и гипабиссальным траппам приводят к тому, что в регионах, где лавовый плащ представлен плохо (обычно размыт), интервал траппового магматизма "удревняется". Так было долгое время с датировками долеритов Таудени, их считали карбоновыми [Тектоника . . . , 1973], таково положение с определением возраста долеритов Тасмании, Восточной Антарктиды. Указанные несоответствия до сих пор существуют для траппов Шпицбергена. С другой стороны, в регионах, где лавы сохранились обширными плащами (Сибирь, Декан, Парана, Карру, плато Колумбия), традиционно не возникало проблем с появлением древних значений абсолютного возраста для плутонов. Геологическая обстановка всегда являлась в этих регионах ограничивающим репером. Именно из анализа времени излияний лав по этим провинциям Куно [Kuno, 1969] пришел к выводу о геологической "мгновенности" платобазальтовых эффузий.

Объяснения несоответствиям возрастов даются двойкие. Некоторые исследователи считают, что интрузивные тела каким-то образом ассимилируют вмещающую раму, в результате значения возраста удревняются [Шахотько и др., 1977]. Есть также мнение, что эффузии, наоборот, дают омоложение возраста из-за быстрого остывания и потери магмой части элементов [Fleck et al., 1977]. Первое объяснение представляется более правильным, так как возраст эффузий лучше согласуется со стратиграфией. Совершенно очевидно, что ряд древних "долавовых" внедрений всегда существует в каждой трапповой провинции, хотя при отсутствии заметных проявлений наземного вулканизма их масса не может быть особенно велика.

Наряду с "удревнением" возраста провинций интрузивными образованиями существуют также объективные данные, поднимающие верхнюю границу траппового магматизма. Это — возраст поздних вдольразломных вулканических полей и дифференцированных плутонов. Такие образования обычно пересекают платобазальтовый плащ и рвут осадки, перекрывающие лавы. Спорадическое проникновение дифференциатов базитовой магмы (толеиты тоже не исключаются) происходит после некоторого затухания магматической активности, охватывающего 5–10 млн. лет, а затем продолжается в различных участках траппового поля 15–20 млн. лет и более. Эта магматическая активность обычно длится вплоть до рубежа следующего геологического периода, совпадая с началом главной фазы эффузий более молодого этапа траппового магматизма. Последний может проявиться как в близком регионе, так и в любом другом уголке земного шара. Иногда последовательные импульсы траппового магматизма охватывают один тот же регион (Шпицберген) или сближенные регионы (Каоковельд-Карру). Впрочем, таких регионов мало. Здесь для разделения трапповых импульсов важно устанавливать масштабы базитовых эффузий, а также особенности химизма магматических пород, последовательность их внедрения.

Главные фазы платобазальтовых излияний вместе охватывали лишь пятую часть всего 240-миллионного возрастного диапазона мезозоя-кайнозоя. Каждая такая эпоха из пяти выявленных дискретна. Не существует эпох промежуточного возраста. Однако если рассмотреть все трапповые провинции в последовательном формировании вместе с их поздними фазами активности, то выяснится, что трапповый магматизм на Земле проявлялся в мезозое—кайнозое непрерывно. Конечно, и в этом случае в каждой отдельной провинции он был выражен вспышкой, ограниченной во времени.

Глава 4

РАСПОЛОЖЕНИЕ ТРАППОВЫХ ПОЛЕЙ

Главные мегаструктуры материков — геосинклинальные пояса и платформы. Для полей молодых траппов иногда имеется лишь часть необходимой информации о подстилающих и окружающих тектонических формах, существовавших в эпохи трапповых излияний. Сплошной лавовый щит мезозойско-кайнозойских платобазальтовых провинций иногда полностью "запечатывает" подстилающие сооружения. К тому же многие молодые трапповые поля материков местами обрываются краями современных океанических впадин. Базальтовые плащи обычно продолжают в ложе океана, но добазальтовые комплексы дна пока не доступны для изучения. Для выявления наиболее типичных черт пространственной позиции траппов мезозоя—кайнозоя внутри крупных тектонических структур нужно прежде всего анализировать провинции, полностью расположенные внутри континентов. Тогда для провинций, которые оказались "обрезанными" океанскими окраинами, можно будет установить, какие же из необходимой совокупности окружающих тектонических форм исчезли при возникновении океанов.

ТРАППОВЫЕ ПОЛЯ ДОКЕМБРИЯ

Древние трапповые комплексы полностью располагаются во внутренних зонах материков. Лавовые плащи докембрийских трапповых провинций обычно уничтожены длительной эрозией, так что сейчас сохранились лишь их останцы либо только долеритовые плутоны и дайки — подводные каналы прежних покровов. Примыкающие к древнеплатформенным трапповым полям докембрийские складчатые зоны нередко также размываются "до корней". В связи с этим вместо образований, которые были синхронны плитным чехлам, вмещающим траппы, мы можем обнаружить в смежных складчатых сооружениях лишь уцелевшие от размыва и радиологически "омоложенные" (подчас неоднократно) комплексы геосинклинального основания.

Для докембрийских трапповых полей обычно удается выяснить возраст фундамента, на котором залегает плитный чехол, вмещающий траппы. В пределах самого поля всегда обнаруживается его внутренняя зона, где количество трапповых плутонов нарастает (останцовые базальты имеют наибольшие мощности), и внешняя зона, где количество интрузивов сокращается.

Характеристика тектонических форм на границе платформа—геосинклиналь особенно важна в том случае, если удается наблюдать лишь одну из платформенных рам геосинклинали, а область с противоположной стороны эпигеосинклинального складчатого сооружения закрыта структурами более молодых этапов тектогенеза. Для докембрийских блоков это — наиболее распространенный случай, так как их периферические складчатые системы обычно являются краевыми выступами основания на окраинах геосинклинальных поясов фанерозоя.

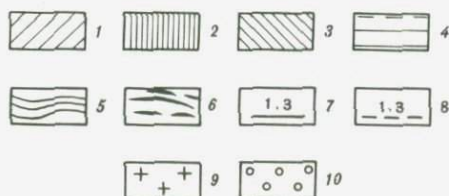
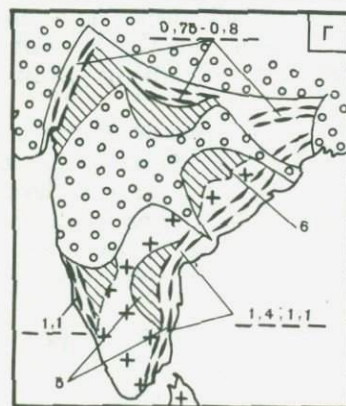
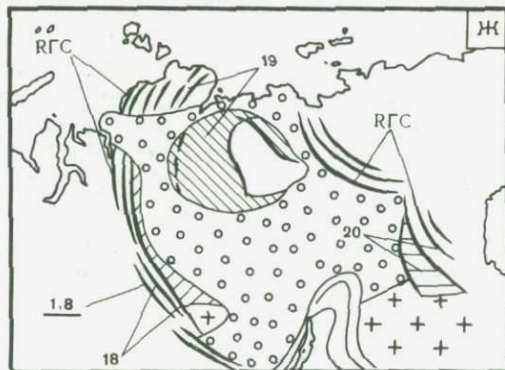
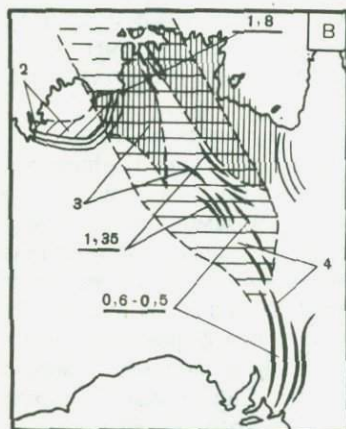
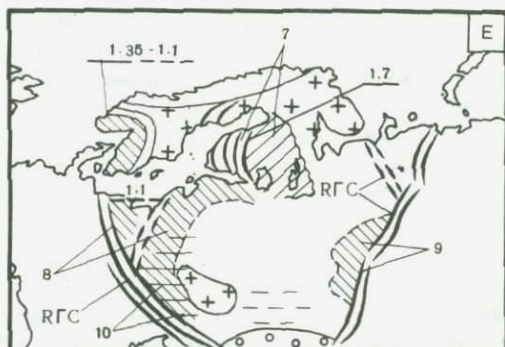
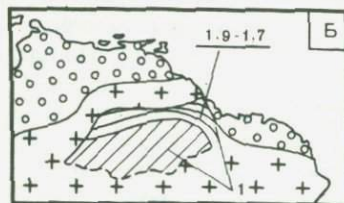
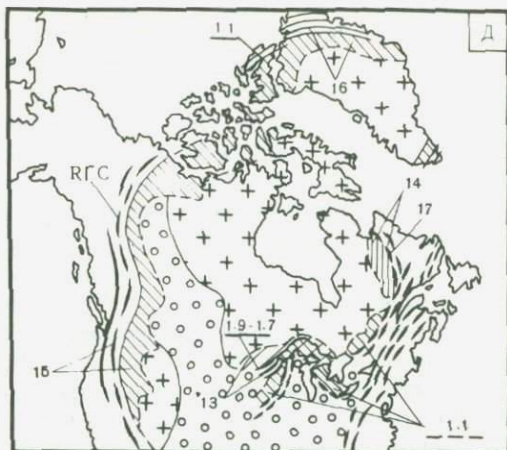
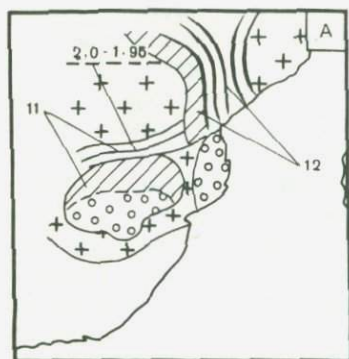
Африка. Трапповый комплекс Бушвелд прорывает платформенный чехол Трансваальского массива на юге Африки. Гигантское магматическое тело овальной формы вытянуто по длинной оси параллельно северной складчатой системе Лимпопо. Радиологический возраст пород в ее складчатом комплексе Мессина в общем совпадает со временем становления самого плутона и долеритовых дайковых полей (2 млрд. лет [Тектоника..., 1973]). Надвиги складчатого сооружения направлены на север, от платформенного массива, охваченного трапповым магматизмом (рис. 4, А).

Более молодой возраст имеют траппы, прорывающие и перекрывающие нижний комплекс платформенной серии Франсвилл на юго-западе Африки (Габон). Плитный чехол, вмещающий траппы, окаймляет с востока складчатую систему Огоуз. По мнению Божура [Тектоника..., 1973], плитные накопления фашиально сопрягаются с геосинклинальными образованиями. Возраст консолидации геосинклинальной системы 1,93—1,89 млрд. лет; возраст пелитов в платформенных слоях (возможно омоложенный) — 1,75—1,74 млрд. лет.

Еще более молодой трапповый докембрийский комплекс Южной Африки — это траппы Машоналенд в системе Умкондо. Поле траппов распространено по восточному флангу Родезийского массива (рис. 4, А) вдоль границы со складчатыми сооружениями Мозамбикского пояса. Аналоги платформенной серии Умкондо — геосинклинальные образования серии Фронтьер — смяты в складки, интенсивность которых нарастает в восточном направлении, где известны надвиги, обращенные внутрь Мозамбикского пояса [Хоутон, 1966]. Траппы рвут платформенный чехол, который частично перекрывает пенепленезированную систему Лимпопо на юге, их возраст определяется в 1,7 млрд. лет. Синхронные Умкондо отложения в пределах соседнего с юга Трансваальского массива (толщи Ватеберг, Матсап), выполняющие там краевые прогибы перед фронтом геосинклинальных надвиговых структур того этапа, не содержат траппов, а включают проявления орогенного андезитового магматизма [Хаин, 1973].

Южная Америка. Траппы Рораима, рвущие платформенный чехол Гвианского щита в Южной Америке, располагаются в виде обширного поля в области, примыкающей на севере к Карибской складчатой системе (рис. 4, Б). Траппы близки по времени внедрения ее "молодым" гранитам (около 1,6 млрд. лет). Поле вытянуто вдоль складчатой системы. Краевой прогиб отсутствует. Траппы пронизывают спокойно лежащие плитные отложения [Loczy, 1973; McConnel, Williams, 1970].

Австралия. Трапповый комплекс плато Кимберли Северной Австралии (см. рис. 4, В) прорывает нижнепротерозойский ярус платформенных отложений (их верхний возрастной предел 1,76 млрд. лет). Поле траппов



примыкает на юге и востоке плато к протерозойским складчатым сооружениям: смятым в "простые и открытые" складки геосинклинальным толщам системы Аджиконд, складкам Восточно-Кимберлийской системы. Траппы приурочены к внутреннему платформенному краю складчатой системы. Ее краевой прогиб расположен восточнее системы Пайн-Крик [Объяснительная..., 1965]. Чехол плато Кимберли осложнен также и более молодыми долеритами (1,1–7,3 млрд. лет), рвущими средние горизонты протерозойского чехла. Эти горизонты распространены шире, перекрывая нижнепротерозойские складчатые комплексы. Они известны и в более восточных впадинах северной части Австралии (Арнемленд, Мак-Артур), где тоже рвутся молодые долеритами уже вблизи более поздних складчатых систем Западно-Квинслендской и Уаррамунга-Девенпорт. Самые верхние слои плитного чехла этих восточных впадин (поздний рифей–кембрий), объединяемые для данного интервала в более широкие бассейны Джорджина и Виктория, в свою очередь, прорваны долеритами и перекрыты лавами раннего кембрия (?). Кембрийские базиты распространены вдоль меридионально вытянутой зоны, под палеозойским чехлом которой предполагается продолжение байкальской складчатой системы Аделаида [Борукаев, 1970].

Индостан. Поле докембрийских траппов Индии (см. рис. 4, Г), рвущих Куддапахскую толщу платформенной серии Пурана, примыкает к складчатому поясу Восточных Гат. Древние породы пояса пережили неоднократное радиологическое омоложение. Возраст траппов 0,98–1,1 млрд. лет совпадает с одним из этапов омоложения [Schnitzer, 1971]. Более верхние горизонты серии Пурана выделяются в толщи Карнул и Чаттисгар, они также прорваны дайками долеритов, которые распространены более широко на площадях к северу от Куддапахской синеклизы, ближе к выступам Сингбум и Шиллонг. Последние испытали радиологическое омо-



Рис. 4. Схема расположения трапповых полей докембрия на разных материках

А – Африканская платформа (11 – траппы Бушвелда, геосинклиналь Лимпопо, 12 – траппы Машоналенд, "омоложенный" комплекс Мозамбикского пояса); Б – Южная Америка (1 – Рораима); В – Австралия (2 – блок Кимберли, 3 – траппы Кимберли, Стерт, Арнемленд и геосинклинали системы Давенпорт-Эшбертон, 4 – траппы бассейнов Дейли-Орд, Виктория, поверх структуры Джорджина); Г – Индостан (5 – траппы в серии Кудапах и Восточные Гэты, 6 – траппы Гвалиора, Биджавара близ зон сатпурского омоложения); Д – Северная Америка (13 – траппы в серии гурон, анимики, геосинклиналь Пенокийская, 14 – долериты в Лабрадорском прогибе, геосинклиналь провинции Нейн, 15 – траппы серий Белт и аналогов, зоны ранней консолидации Кордильер, 16 – траппы Туле и аналоги, геосинклинали Каролинид и Канадского Арктического архипелага, 17 – траппы Квирино, Гардар и аналоги, геосинклинали Гренвилд и восточного предполагаемого продолжения); Е – Восточно-Европейская платформа (7 – траппы ятулия, суйсария, вепсия и свекофенниды, 8 – траппы иотния и дальсандиды, 9 – траппы каменноборской, калтазинской толщ и аналогов, примыкающие геосинклинали и зоны омоложения с гренвилдскими датировками, 10 – траппы Вольни, туфы Пачелмского прогиба и комплексы байкальского основания южных геосинклиналей); Ж – Сибирская платформа (18 – траппы тейской серии, геосинклинали с енисейским складчатым комплексом, 19 – траппы мукуньской, солоолийской серии и аналогов, геосинклинальные комплексы основания Верхоянья и севера Сибирской платформы – Таймыра, 20 – базиты Учуро-Майского района, геосинклинальные комплексы основания Верхоянья)

Трапповые поля различного возраста, млрд. лет: 1 – 1,9–1,7, 2 – 1,3–1,4, 3 – 1,1–0,9, 4 – 0,6–0,5; 5 – складчатые сооружения (RГC – рифейские геосинклинали); 6 – складчатые сооружения, испытавшие повторный орогенез; 7 – возраст замыкания складчатой системы, млрд. лет; 8 – возраст "омоложения"; 9 – выступы фундамента платформы; 10 – мощные молодые платформенные толщи

ложение в интервале 0,77–0,85 млрд. лет, совпадающем с эпохой внедрения траппов [Dar, 1972; Sarkar, 1972].

Северная Америка. Очень показательно расположение докембрийских трапповых полей Северо-Американской платформы (см. рис. 4, Д), Самое древнее из полей располагается на востоке Канадского щита в пределах Лабрадорской зоны. Среднепротерозойская часть осадочной толщи перекрывает здесь гудзонский (1,8 млрд. лет) складчатый комплекс. Толща вмещает долериты и габбро в зоне, прилегающей к более восточной геосинклинали провинции Нэйн [Кинг, 1972]. Складчатость в провинции Нэйн произошла в готскую (мазатцальскую) эпоху 1,5–1,35 млрд. лет назад. Ей соответствует фаза внедрения долеритов западного платформенного блока.

Трапповые поля позднего докембрия (1,2–0,95 млрд. лет) имеют в Северной Америке более широкое развитие. Они распространены на юге Канады, где протягиваются полосой габбровых плутонов, рвущих серию Кивино и ее аналоги в зоне, прилегающей к складчатой области гренвиллид. Толщи позднего докембрия, прорванные долеритами, накладываются также на вышеупомянутые лабрадорские структуры (с их более древними траппами). Далее на востоке их аналоги расположены в южной части Гренландии, где представлены гардарской серией, включающей габбро и долериты. На северо-востоке Гренландии широкое поле разновозрастных платформенных образований, включающих траппы, представлено формацией Туле. Здесь поле прилегает к складчатой области Каролинид [Haller, 1970]. Одновозрастные комплексы плитных слоев с траппами прослежены также на севере Канады (серии Коппер-Майн, Хорнби Бей) и на западе материка (серии Белт, Перселл, Гранд-Каньон), в общем окаймляя Северо-Американскую платформу по периферии. Все они располагаются в зонах, прилегающих к геосинклинальным поясам.

Платформенные области, вмещающие траппы, нигде структурно не отделяются от складчатых сооружений системами краевых прогибов того времени. Надвиги на платформу в зонах развития трапповых полей во всех случаях связаны с более поздними тектоническими событиями.

Европа. Платформенные толщи, вмещающие траппы нескольких последовательных фаз становления, широко распространены в пределах Балтийского щита (см. рис. 4, Е). Это траппы в сериях ятулия – вепсия. Серии представляют собой платформенные аналоги западных свекофенских геосинклинальных толщ. Последние к концу вепсия (1,6 млрд. лет) испытали полифазную складчатость [Богданов, 1964]. Ятулий и надстраивающие его комплексы с базитами распространены в областях с более древним, собственно карельским фундаментом Балтийского щита.

Регионально распространенные на больших площадях [Палей, 1971] разновозрастные платформенные серии с траппами протягиваются, по мнению М.М. Веселовской [1974], обширной полосой вдоль всего юго-западного фаса Русской платформы. Это значительно расширяет область, охваченную трапповым магматизмом данной эпохи.

Периферическое расположение трапповых комплексов, внедрившихся в интервале 1,1–0,9 млрд. лет, хорошо видно на примере Русской платформы (см. рис. 4, Д). Траппы рвут среднерифейские (1,3–1,1 млрд. лет) платформенные образования ютния Балтийского щита, развиты в об-

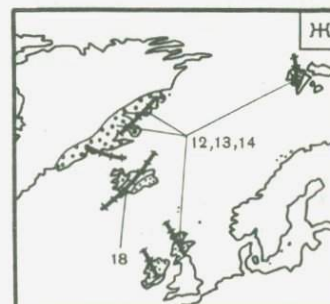
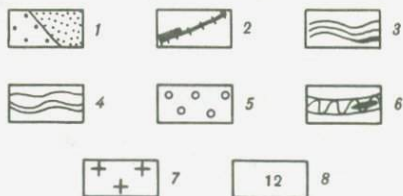
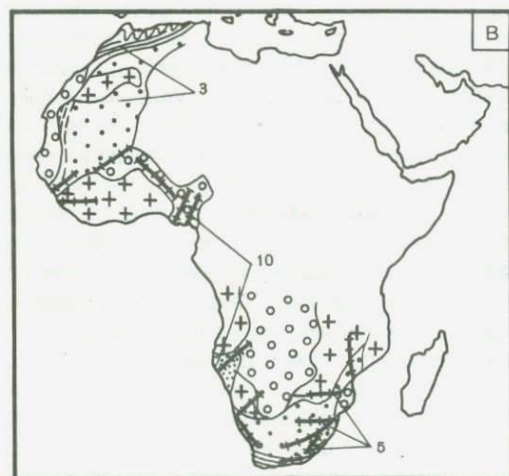
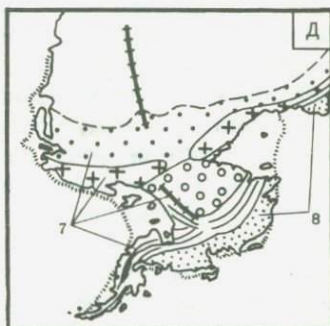
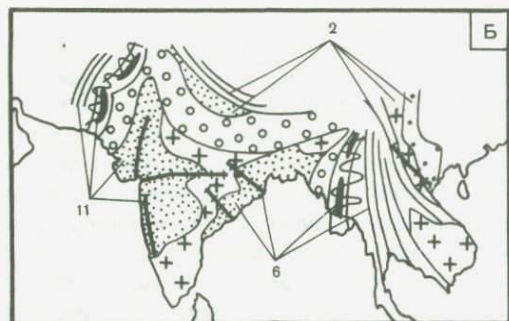
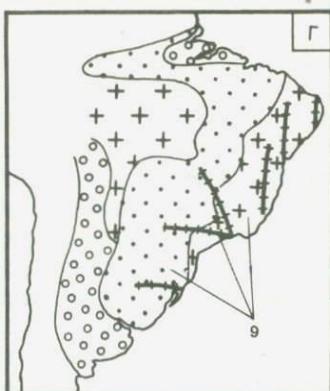
ластях, примыкающих к зонам дальскандской регенерации Южной Скандинавии [Богданов, 1964; Соколов и др., 1973]. Синхронные траппы известны в толщах основания Верхнекамского прогиба в восточной части платформы. Эти толщи — фациальные аналоги юрматинской (частью миогеосинклинальной) серии западного склона Урала, также включающей долериты. Траппы этой эпохи магматизма известны внутри каменной свиты Приднестровья, в полесской свите Припятского прогиба, в крестецкой свите районов Белоруссии [Ушакова, 1976]. Везде трапповый магматизм проявлен в зонах, примыкающих к краям древней платформы. За ее пределами происходили в то время процессы геосинклинальной складчатости. Последняя, однако, нигде не сопровождалась ни надвигами на платформенный блок, ни созданием краевых прогибов.

Сибирь. Зона периферических трапповых полей верхнего рифея устанавливается и для Сибирской платформы (см. рис. 4, Ж). Сюда следует отнести силлы габброидов в учурской и майской свитах Юдомо-Майского района и западной части Сетте-Дабана, силлы и дайки долеритов, рвущие сололийскую свиту и ее аналоги в пределах Оленекского поднятия и Хараулахских гор [Кутейников, Масайтис, 1968; Олейников, 1973]. Приближенность этих районов к восточным зонам с геосинклинальным режимом того времени очевидна. Представляется возможным именно так трактовать и позднедокембрийское трапповое поле западного склона Анабарской антеклизы, где мукунская и билляхская свиты, пронизанные траппами с радиологическим возрастом 1,1–0,9 млрд. лет, резко нарастая в мощности на запад, перекрываются там более молодым ярусом платформенного чехла. Наличие под молодым чехлом рифейской геосинклинальной системы, простирающейся с Северного Таймыра и замкнувшейся в гренильском цикле, обосновывается рядом геологов НИИГА. Сейчас эти представления подтверждаются находками на Восточном Таймыре офиолитовых комплексов рифея.

Таким образом, траппы докембрия располагаются в краевых частях платформ своего времени. Их поля примыкают к замкнувшимся в эпоху внедрения траппов геосинклинальным или складчатым системам, для которых характерно омоложение радиологического возраста. Трапповые поля расположены на тех платформенных рамах геосинклиналей, от которых направлены вергентность складчатости и надвиги замкнувшихся систем. Вдоль границ с ними отсутствуют краевые прогибы того времени. Устанавливается смещение разновозрастных трапповых полей в пространстве. Происходит наступание трапповых полей вместе с вмещающими платформенными чехлами на области все более поздней стабилизации, вслед за смещением активного геосинклинального процесса или процесса метаморфического омоложения.

ТРАППОВЫЕ ПОЛЯ МЕЗОЗОЯ–КАЙНОЗОЯ

Трапповые поля мезозоя и кайнозоя есть на разных материках (рис. 5). Они часто имеют сплошные чехлы платобазальтов, полностью скрывающие подстилающие геологические структуры. На периферии, вдоль внешних зон трапповых полей лавы, как и подстилающий лавы плитный чехол, приобретают пятнистое и островное распространение. Однако в эрозион-



ных окнах даже под мощными базальтами вскрываются почти всегда подстилающие комплексы, так что возраст чехла плиты под лавами и возраст фундамента обычно можно определить.

Каждое платобазальтовое поле, как правило, несет поверх лавового плаща вулканические сооружения из дифференцированных контрастных базальто-липаритовых, щелочно-базитовых или базит-ультрабазитовых магматических образований. Последние группируются вдоль разломов, нарушающих трапповый щит, и оказываются всегда более поздними по времени становления, чем преобладающие лавы толеитово-базальтового плаща. Нередко такие поздние вулканические комплексы размыты и обнаруживаются только по рвушим траппы дайкам специфического состава. В других случаях магматизм позднего этапа представлен плутонами центрального типа, кимберлитовыми трубками и дайками ультраосновных — щелочных пород. Эти послетолеитовые магматические проявления, учитывая их относительную стратиграфическую и структурную позицию, удобно называть комплексом "надстраивающих базитов". Образования этого комплекса, группируясь вдоль секущих линеаментов и разломов, часто прослеживаются далеко за пределы самих толеитовых полей, нередко достигая щитов в глубине платформ. Разломы могут также целиком рассекать складчатое сооружение, примыкающее к платформе с трапповым полем, и переходить на противоположную часть платформенной рамы оргена. Однако располагаются поздние магматические вдольразломные образования не региональными полями, а цепочками, роями даек либо плутонов.

Ориентировка подводных магму разломов для базитов надстраивающего комплекса имеет важное значение для характеристики молодых базальтовых полей, придает им определенную зональность в плане. Эта особенность почти не выявляется для сильноэродированных провинций докембрийского траппового магматизма. Введем представление о тыльной (несущей траппы) либо фронтальной платформенных рамах складчатого сооружения. По терминологии Штилле [1964], тыльная (тыловая) платформа — это тергальный кратон. Он отличен от доминантного (господствующего) кратона или "истинного форланда", несущего краевой прогиб

Рис. 5. Схемы расположения трапповых полей мезозоя и кайнозоя

А — Урало-Сибирская провинция (1 — траппы Тунгусской провинции и Урало-Сибирские герциниды, 15 — траппы Верхоянья); *Б* — Юго-Восточная Азия (2 — траппы и герциниды Южного Китая, траппы Кашмир в альпийских надвигах Гималаев, 6 — траппы Нижней Гондваны, киммериды и альпиды Бирмы, 11 — траппы Декана, ранние альпиды Афганистана, поздние альпиды Пакистана); *В* — Африка (5 — траппы Карру и Капиды, 10 — траппы побережья Гвинейского залива, 3 — траппы Таудени и Мавритании) *Г* — Южная Америка (9 — траппы бассейна Параны); *Д* — Антарктида (7 — траппы Феррар и киммериды, 8 — молодые неогеновые траппы поверх возрожденных ларамид); *Е* — Северная Америка (4 — тафрогенные базиты Аппалачей, 16 — эпиларамийские базальты Кордильер); *Ж* — Брито-Арктическая провинция (12 — Гренландия, 13 — Шотландия и Британия, 14 — Шпицберген, 18 — Исландия).

1 — трапповые поля разных эпох становлений одного региона; *2* — разломы, выводящие "надстраивающие" комплексы базитов; *3* — складчатые сооружения, замкнувшиеся перед эпохой траппового магматизма и их эвгеосинклиналильные базиты; *4* — краевые прогибы; *5* — мощные молодые платформенные чехлы и краевые прогибы, возникшие после становления траппов; *6* — эвгеосинклинали, развивающиеся после становления траппов, и их базиты; *7* — выступы фундамента платформ; *8* — номера для разных сопряженных структурных зон

вдоль фронта опрокинутых складок примыкающей складчатой системы. Представляется важным для наших целей сохранить смысл разделяющего признака для платформенных рам геосинклинали и употреблять представление "тыл" и "фронт" складчатого сооружения, определяя их чисто эмпирически. Разделение ведется по преобладающей вергентности складок, если она достаточно выразительна, а также по наличию либо отсутствию сжатого асимметричного краевого прогиба. Термин "кратон" удобнее заменить термином "платформа". Он более емкий и обнимает также активизированные области платформ — повторные орогены, возникающие именно на фронтальных платформах (платформенных рамах). Последние, по терминологии Штилле, следовало бы называть уже "квазикратоны".

Учитывая геологическое положение траппов докембрия, можно дать более определенный анализ геосинклиналиных сооружений, к которым непосредственно могут примыкать молодые трапповые провинции. Внедрение траппов докембрия в общем совпадало с этапом консолидации смежных складчатых сооружений (радиологический возраст обычно принимается с ошибкой и разбросом значений ± 50 млн. лет). В связи с этим могут быть выявлены соотношения трапповой провинции именно с той складчатой системой, время замыкания которой наиболее близко к эпохе появления траппов. Следует также мысленно "снимать" более поздние тектонические формы, возникшие поверх траппового поля и нарушившие естественную сопряженность такого поля с тектоническими сооружениями эпохи его становления.

Для мезозойских и кайнозойских трапповых провинций удастся более определенно, чем для докембрийских, охарактеризовать сами складчатые сооружения, примыкающие к полям траппов. В пределах орогенов также выделяются как тыльные, так и фронтальные зоны. На первые могут распространяться базальтовые лавы, синхронные платформенным траппам, а вторые обычно прорываются магматитами надстраивающих комплексов. Для складчатого сооружения важен не только возраст завершающей консолидации, но также возрастной объем самих геосинклиналиных образований, синхронных плитным слоям платформы, а также возраст базитов, вскрытых офиолитовыми швами внутри консолидированной системы. Перед фронтом складчатой системы может располагаться не обязательно платформенная рама, но также и геосинклиналиные структуры более молодых эпох тектогенеза. В этом случае большое значение имеет возраст тех базитовых магматитов, которые возникли после консолидации уже созревшей системы, при заложении молодых геосинклиналиных трогов.

Важной особенностью молодых трапповых провинций является их соседство с краями океанов. Структурное окружение таких трапповых провинций по периметру остается неясным. Однако выявленные закономерности относительно позиции траппов позволяют отметить, какие именно тектонические формы оказываются "недостающими" в связи с появлением океанской впадины. При этом необходимо учитывать возраст базальтов в ложе примыкающего океана, а также возраст и структурный план секущих океанское дно разломов—линеаментов. Разломы фиксируются цепочками вулканов, надстраивающих базальтовые плащи океанического дна.

Для характеристики любого траппового поля, оборванного впадиной океана, важно знать, как далеко в глубь океанского ложа прослеживается базальтовый покров, синхронный материковому плащу платобазальтов, и с чем он граничит. Это позволяет выявить пространственные параметры единичного базальтового мегапокрова, возникшего в один из импульсов мезозойско-кайнозойского траппового магматизма. Такой мегапокров может быть материково-океанским. Наличие материково-океанских синхронных базальтовых плащей очень важно. Оно послужило бы прямым и наглядным отрицанием предположений о "спрединге" — постоянном расширении и разрастании океанского ложа с постепенной сменой в пространстве возраста базальтов дна.

Урал—Сибирь. Раннемезозойское (верхняя пермь — начало юры) трапповое поле Урала—Сибири в плане занимает большое пространство в 25° по долготе и 30° по широте, четко разделенное на две части. Восточная часть поля (см. рис. 5, А, 6) охватывает западную часть Сибирской платформы, где наземные траппы Тунгусской синеклизы образуют верхний горизонт чехла. Западная часть поля — это разновозрастные магматиты Западной Сибири, перекрытые мезозойско-кайнозойским чехлом молодой плиты. Енисей-Хатангский прогиб отделяет от Тунгусского поля разновозрастные траппы Таймыра, смятые блоковой складчатостью. По мнению геологов НИИГА [Виноградов и др., 1974], карский шельф также представляет собой продолжение Западно-Сибирской структурной зоны. Самые северные проявления траппов известны на Северной Земле и, возможно, на Земле Франца-Иосифа. Таким образом, общая протяженность Урало-Сибирского траппового поля по меридиану достигает почти 3 тыс. км. По широте в отдельных зонах провинция охватывает 2,5 тыс. км, в среднем в поперечнике имея 2 тыс. км. Если мысленно снять мезозойско-кайнозойский осадочный покров, то лавовое поле платформы окажется объединенным в устье Енисей-Хатангского прогиба с восточным краем траппового наземного поля Западной Сибири. Южнее, в меридиональной полосе вдоль р. Енисей две части поля разделяет зона горстов с выходами более древних (в том числе докембрийских) толщ, пронизанных интрузивами. Здесь нет верхних вулканических аналогов траппов. В эту зону объединяются Туруханско-Игарское поднятие, Енисейский кряж и сопряженные с ними погруженные под плитный чехол горсты приенисейского востока Западной Сибири. Трапповое поле на левобережье Енисея не является сплошным и непрерывным, как в Тунгусской синеклизе. По данным бурения и геофизики, наиболее широко оно распространено на севере левобережья [Бочкарев, Рудкевич, 1975; Куликов, 1968], отдельными изометрическими полями — южнее и, наконец, лишь в виде узких полос внутри грабеновых структур центральных и зауральских площадей под чехлом молодой плиты. В разделяющих эти участки областях под чехлом на востоке известны слабо складчатые палеозойские отложения. В центре рассматриваемого района и в Зауралье — интенсивно смятые, разбитые разломами, метаморфизованные и пронизанные герцинскими гранитами толщи палеозоя и, частью, докембрия. Все эти образования вмещают вскрытые эрозией гриасовые трапповые плутоны — корни возможно непрерывного в прошлом эффузивного чехла. Они более многочисленны на востоке. В западной части Западной Сибири сложно построенное трапповое поле примыка-

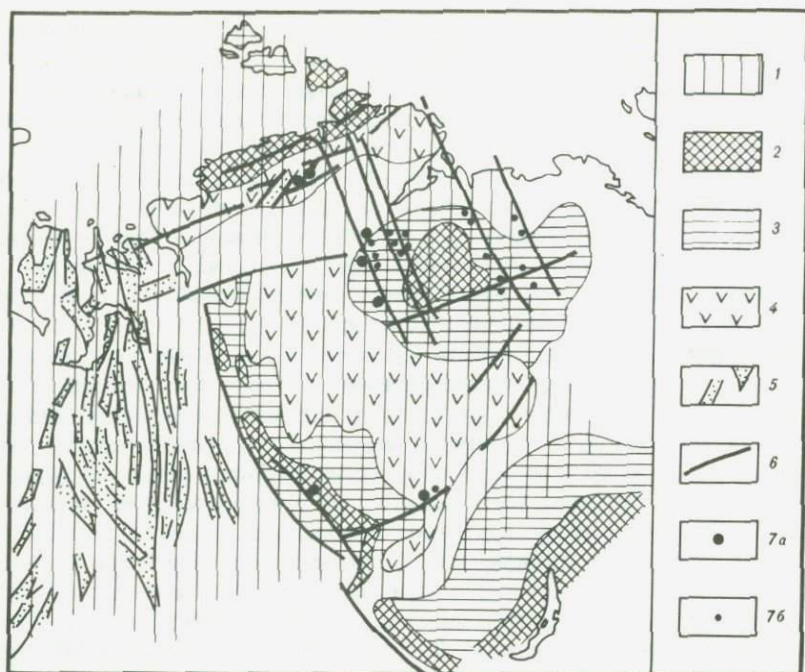


Рис. 6. Схема распространения осадочных и вулканогенных комплексов Приенисейской Сибири

1 – область распространения траппов в раннем триасе; 2 – выступы докембрийского фундамента; выходы: 3 – отложения палеозоя на платформе; 4 – эффузивных траппов, в том числе в складчатых структурах Таймыра; 5 – тафрогенные грабены с вулканитами и молассоидами в Западной Сибири; 6 – послетрапповые разломы на Сибирской платформе; 7 – районы проявления магматизма (а – щелочно-ультраосновного (карбонатитового), б – кимберлитового)

ет к складчатой структуре герцинид Урала. На краю Русской платформы расположен Предуральский краевой прогиб, на севере которого развиты немногочисленные, преимущественно интрузивные траппы.

Вся мегаструктура Урала–Западной Сибири – складчатое эпигеосинклинальное сооружение (часть пояса), испытывшее окончательное замыкание в герцинском цикле. Оно граничит с двумя платформенными рамами – тыльной с востока (Сибирская платформа) и фронтальной с запада (Русская платформа). На первой развиты траппы, выходящие на тыльный край самого складчатого сооружения. На второй траппов практически нет (немногочисленные тела в бассейне Печоры) [Иванов, 1974], но имеется полно развитый краевой прогиб, осложненный системой проявленных надвигов и крупных складок с западной вергентностью. Самая восточная окраинная часть Урало-Сибирской трапповой провинции перекрывает древний Анабарский щит архейско-раннепротерозойского возраста. Центральная часть Тунгусской синеклизы имеет в фундаменте структурные зоны, замкнувшиеся в среднем–позднем рифее [Палеогеография..., 1967]. Наконец, в западной приенисейской полосе траппы залегают в области, фундамент которой был консолидирован в байкальском цикле (Енисейский

кряж, Игарский район). От внешней древнеплатформенной части провинции с выклинивающимся лавовым плащом останцового распространения к внутренней платформенной части провинции, где плащ имел мощное сплошное развитие, происходит омоложение возраста фундамента. Прослеживая провинцию еще далее на запад, можно установить, что затронуты базитовым магматизмом блоки земной коры, стабилизированные в салирском, каледонском (юг Западной Сибири) и, наконец, герцинском геотектонических этапах.

Таким образом, трапповая провинция имеет в основании области разновозрастной консолидации. Самые древние блоки находятся под внешним (центрально-платформенным) ее краем, самые молодые — под внутренним.

Сибирское платформенное трапповое поле имеет в плане определенную зональность. В самой восточной части, на внешнем краю Тунгусской синеклизы обнаруживается туфогенная толща верхов верхней перми [Садовников, 1964]. Центральные части синеклизы перекрыты непрерывным плащом базальтов индского-оленекского ярусов триаса. Плащ базальтов осложнен размытыми до корней и иногда сохранившимися лишь в кальдерах более поздними вулканическими постройками центрального типа. Поле траппов рассекается широтно и долготно ориентированными линейными, вдоль которых группируются более поздние (средний—поздний триас) проявления ультраосновного, щелочно-основного и щелочно-ультраосновного магматизма. Значительные по размерам стратиформные плутоны, дифференцированные от ультрабазитов до габброидов с поздними гранитоидными внедрениями (плутоны Норильского района, плутон Красовского, северный борт Енисей-Хатангского прогиба), а также серии даек и вулканы в грабенах, в прошлом представлявшие собой надразломные щитовые вулканические постройки (дельканская, маймечинская свиты до 2000 м мощностью) [Егоров, 1969]. Важнейшие широтные линейные элементы поля с концентрацией поздних внедрений: самый южный — Иркинево — р. Чадобец — р. Вилюй; северный — Норильск — низовья р. Котуй и, наконец, самые северные — серия широтных разломов Таймыра со сдвиговой составляющей. Важнейшие долготные линейные элементы: Восточный Таймыр — долина р. Котуй, Приенисейская зона разломов [Урванцев и др., 1974; Макаренко, 1969].

Широтные линейные элементы, пересекающие трапповое поле, могут быть прослежены далее на восток, вплоть до Анабарского поднятия, где трассируются кимберлитовыми трубками, а также в Западную Сибирь, где частью создают торцовые ограничения ее грабеновых структур. Долготные разломы сгущаются на западе, оформляя в Западной Сибири тафрогенную структуру грабенов и горстов. В пределах этой структуры также имеются разновозрастные комплексы основных вулкаников. Это ранний комплекс пермско-раннетриасовых базальтов туринской серии, смятых в грабенах и зеленокаменно-измененных вдоль разломов. И более поздний комплекс средне-позднетриасовых, вплоть до нижнеюрских, более дифференцированных лав и туфов, чередующихся с молассоидами. Эти толщи практически не испытали зеленокаменных изменений, поскольку формировались одновременно с разломами. Молодой комплекс распространен вплоть до Зауральских грабенов [Белоусов, Куликов, 1972].

В системе разнонаправленных блоков—клавишей Западно-Сибирского тафрогена наиболее опущенные — это грабены, выполненные триасовыми вулканитами. Наиболее поднятые эродированные горсты — это или блоки с выходами докембрия (встречаются очень редко) или блоки с выходами каледонско-герцинских офиолитовых комплексов с телами серпентинитов в рассланцованных метадиабазях. В геофизических полях грабены с триасовыми вулканитами и горсты с палеозойскими офиолитами имеют сходные характеристики, создавая серии полосовидных аномалий [Бочкарев, Рудкевич, 1975; Симоненко, 1968; Куликов, 1968]. Все это подчеркивает приуроченность оси тафрогена к эвгеосинклинальным трогам и унаследованность разломами древних швов.

Ориентировка посттрапповых разломов в Сибири показывает, что главные их направления — это согласное или перпендикулярное к простиранию границы между платформой и геосинклиналью. Среди разломов, согласных с этой границей субмеридиональной ориентировки, разломы, расположенные ближе к границе, обычно выводят на поверхность сложные плутоны щелочно-ультраосновного типа (карбонатитовые). Самые удаленные от этой границы преимущественно несут кимберлитовые трубки. Разломы субширотной ориентировки вкрест границы с геосинклиналью выявляют зональность по простиранию. С приближением к внутренним платформенным антеклизам и шитам, т.е. на пространственном затухании, вырождении разломов, карбонатитовые магматические проявления сменяются кимберлитовыми [Макаренко, 1976б].

Юго-Восточная Азия. Раннемезозойское материковое трапповое поле располагается на западе Южно-Китайской платформы (см. рис. 5, Б). Траппы Эймешань в провинции Юннань рвут верхнюю пермь и перекрыты с размывом средним триасом [Fan, 1978; Основы..., 1962]. Поле в плане вытянуто в меридиональном направлении на 1000 км и на 600 км по широте. Внешний край поля располагается внутри платформы, внутренний примыкает к Сикан-Юннаньской складчатой системе герцинид [Мишина и др., 1971]. Поле не отделяется краевым прогибом от складчатой системы, но ограничено эродированным горстовым выступом метаморфических образований докембрийского "комплекса основания" герцинид. Внутри герцинской складчатой системы существуют позднегеосинклинальные шовные складчатые структуры (прогибы Вэйси, р. Черной) с эвгеосинклинальными (?) толщами, синхронными платформенными траппами (поздняя пермь—нижний триас). Прогибы замкнулись в эпоху раннекиммерийского (индосинийского, рэт—лейас) тектогенеза. В это же время была консолидирована геосинклинальная область, расположенная еще западнее на территории Бирмы и протягивающаяся южнее в Таиланд. Если мысленно снять киммерийский структурный ярус с западных областей, то при этом устанавливается следующее. Южно-Китайская платформа, не имеющая герцинского краевого прогиба и перекрытая лавами, находилась в тылу герцинид. Поверх герцинид имелись поля базальтов, позднее обособленные в грабены. Однако перед фронтом герцинской складчатой страны располагалась не фронтальная платформа, но область, продолжавшая развиваться (точнее, обновившая свое развитие) в геосинклинальном режиме. Внутри этой области имеются пермские—раннетриасовые базиты. Они накапливались в глубоководных прогибах. Независимо от их сов-

ременного структурного положения, эти подводные базальты пространственно расширяют на 300—400 км область пермского-триасового базитового магматизма Юго-Восточной Азии, платформенная часть которой представлена траппами провинции Юннань. Западной стабильной рамой всей активной области Бирмы—Индокитая являлся в то время край Индостанской платформы.

Северный Индостан. Раннемезозойские траппы, синхронные сибирским и южнокитайским, известны также на севере Индостана (см. рис. 5, Б). Это траппы Кашмира, развитые на северо-западе южного фланга Гималаев. В палеозое—раннем мезозое на периферии Индостана не возник краевой прогиб, но появился трапповый магматизм. Трапповые поля располагаются в пределах складчатой структуры низких Гималаев и охвачены альпийскими дислокациями. Предгималайский краевой прогиб возник значительно позже, в неогене, перед опрокинутыми к югу и надвинутыми складками. Положение раннемезозойских траппов в краевой зоне палеозойской Индостанской платформы не вызывает сомнений. Для позиции этих трапповых полей характерна приближенность к тем территориям на севере, которые от позднего докембрия и вплоть до герцинского тектонического этапа развивались как геосинклинали палеозойского Тэписа [Ажгирей, 1977].

Помимо слабо затронутых складчатостью Панджальских траппов Кашмира, в Гималаях известны многочисленные выходы базитовых комплексов, вовлеченных в шарьяжи и, вероятно, синхронных траппам. С Панджальскими траппами составляют серию Чалт Каракорума [Дезио, 1977]. По мнению Г.Д. Ажгирея [Ажгирей, 1977], раннемезозойскими и доюрскими следует считать базиты в надвиговых пластинах Чейл и Джутог. Офиолитовые серии в Гималаях Непала также сопоставляются с триасовыми базальтами края платформы [Bassoulet, Colchen, 1976]. Таким образом, хотя ширина собственно платформенного поля лав невелика на севере Индостана, существование синхронных базитов в Гималаях значительно, на 200—400 км, расширяет область базитовой провинции раннего мезозоя. И по крайней мере в участке Пенджабского выступа практически позволяет установить примыкание провинции к герцинским структурам Памира.

В сравнении со структурами Урала—Сибири здесь место фронтальной платформенной рамы занимают стабилизированные складчатые области Центральной Азии. Часть траппового поля, наиболее близкая к древней тыльной платформе, позже была вовлечена в прогибания и складчатость.

Восточный Индостан. На востоке Индостана (см. рис. 5, Б, 7) известны траппы более молодые, чем в Гималаях и в Китае (поздняя юра—ранний мел). Они слагают наземное поле Раджмахал. Поле отделено с востока от складчатых цепей Аракан-Йома областью кайнозойского краевого прогиба альпид Бирмы. Еще восточнее выходят на поверхность герцинско-киммерийские структуры Сикан-Юннаня. Южнее вдоль восточной части Индостана эффузивные траппы, продолжающие поле Раджмахал, известны только в виде останцов, в том числе к югу от плато Шиллонг [Chaudhury, Datta, 1973]. Однако в грабенах Годавари и Маханади известны плутоны юрских долеритов, а также трансиррующие борта грабенов серии лампрофировых щелочно-ультраосновных даек, возраст которых поднимается

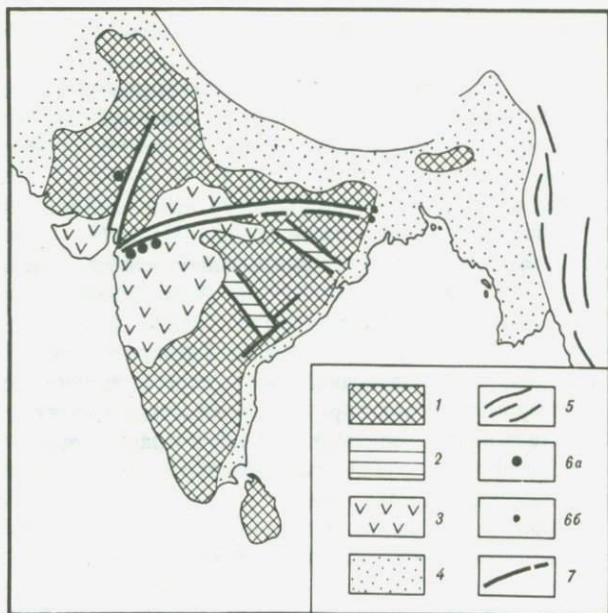


Рис. 7. Трапповые поля Индийской платформы

1 — щиты платформы; 2 — гондванские отложения в грабенах, пронизанные юрско-меловыми траппами; 3 — наземные позднеюрско-раннемеловые траппы Раджмахал (на северо-востоке) и позднемеловые-палеоценовые Декан (на западе); 4 — молодые послетрапповые отложения; 5 — геосинклинальные структуры Бирмы, 6 — магматизм (а — карбонатитовый, б — кимберлитовый); 7 — разломы

до позднего мела. Этот трапповый комплекс (так называемый нижнегондванский) Восточного Индостана сильно эродирован и замаскирован позднейшими структурами. При сравнении его с трапповым полем Сибири тем не менее выявляются все характерные черты положения провинции. Если мысленно снять альпийскую структуру Бирмы вместе с ее обращенным к западу на платформу краевым Предараканским прогибом, то поле юрско-меловых траппов, продолжаясь на восток под молодым структурным ярусом, окажется приближенным в пространстве к герцинско-киммерийским (индосинийским) складкам Индокитая. По отношению к ним лавовое поле окажется в тылу складок, так как краевые компенсационные структуры киммерийского орогенеза располагаются восточнее и выходят на Китайскую платформу. Платформенная область Индостана с нижнегондванскими траппами, таким образом, латерально смыкается с полем юрско-мелового базитового комплекса в основании альпид Бирмы. Он раздроблен, перемят, расчленен на пластины и вскрывается в настоящее время в складчатых структурах альпийского ядра Бирманских складок. По Р.О. Бруншвайлеру [1977], в северных областях Центральной Бирмы широко развиты послепермские и доальбские базиты, которые одновозрастны лавам Раджмахал. Эти базиты и ультрабазиты воспринимаются как офиолитовые швы хребта Аракан-Йома. Комплекс смят и шарьирован только в эпоху ларамийской фазы тектогенеза, он стал подвергаться эрозии

в эоцене. Таким образом, наличие разновозрастных траппам основных магматических пород в областях к востоку от платформенного Индостана показывает, что само поле базальтового магматизма было значительно большим, чем его сохранившиеся платформенные-трапповые останцы. В раннемеловое время базальтовые лавы сформировали обширный плащ, доходящий на востоке до районов плато Шань. Вся базитовая провинция достигала в ширину на широте современных материковых горных цепей до 500—600 км, протяженность области базальтового магматизма на юг была еще большей.

Разломы, нарушающие поле траппов восточного Индостана, "вырезают" гондванские грабены. Разломы — согласные либо круто секущие границу платформ — структурно сходны с системой ортогональных поздне- и послетрапповых разломов Сибири и также выводят к поверхности щелочную и ультрабазитовую магмы. Расположение секущих разломов, как расположение и простираение замкнувшейся к эпохе трапповых излияний киммерийской геосинклинали Бирмы—Таиланда, позволяет считать западный, платформенный борт базитовой провинции ее внешним краем. Внутренний край сейчас покрыт молодым осадочным чехлом на материке и в ложе Бенгальского залива. По краю Индостана к югу вдоль берега прослеживается полоса меловых базитовых даек.

Что дает основание предполагать наличие под осадками Бенгальского залива юрско-раннемелового базальтового плаща? Ближайшая к материку скв. 218 глубоководного бурения (рис. 8) [Initial..., 1970—1978, vol. 22] вскрыла осадки среднего миоцена, под которыми залегает мощная осадочная толща поверх второго геофизического слоя, обычно включающего лавы. Восточнее, близ Андаманских островов скв. 217 вскрыты породы верхнего мела, под которыми в виде фундамента могут находиться лишь более древние — доверхнемеловые лавы. На самих Андаманских островах присутствует в офиолитовых швах тот же самый базитовый доальбский комплекс, который известен севернее, в Араканских цепях. Есть основания предполагать продолжение нижнемеловых базитовых серий в ложе Индийского океана и далее к югу. В скв. 216 на северном окончании Хребта 90-го градуса обнаружены верхнемеловые туфолавы. Они, как и все сооружение хребта, представляют собой вулканические серии, стратиграфически и гипсометрически "надстраивающие" второй геофизический слой океана. Базальты внутри последнего могут быть по возрасту только более древними, т.е. также доверхнемеловыми.

Весь Хребет 90-го градуса возник в ту же эпоху, что и послетолетовые дифференцированные внедрения по разломам на востоке Индостана. Он сложен целиком комплексом "надстраивающих базитов" и возник в интервале поздний мел—палеоген. Это подтверждается данными океанского бурения (скв. 216—214 [Initial..., 1970—1978, vol. 22]). Такие же выводы можно применить и ко всей полосе ложа Индийского океана, прилегающего к хребту с запада. Восточнее хребта, к югу от Андаманских и Никобарских островов лавы второго слоя океанской коры должны быть значительно более молодыми (скорее всего, раннемиоценовые), так как перекрывающие осадочные серии включают здесь только среднемиоценовые и более молодые слои [Bowles et al., 1978].

Материково-океанская юрско-меловая провинция, трапповая — на

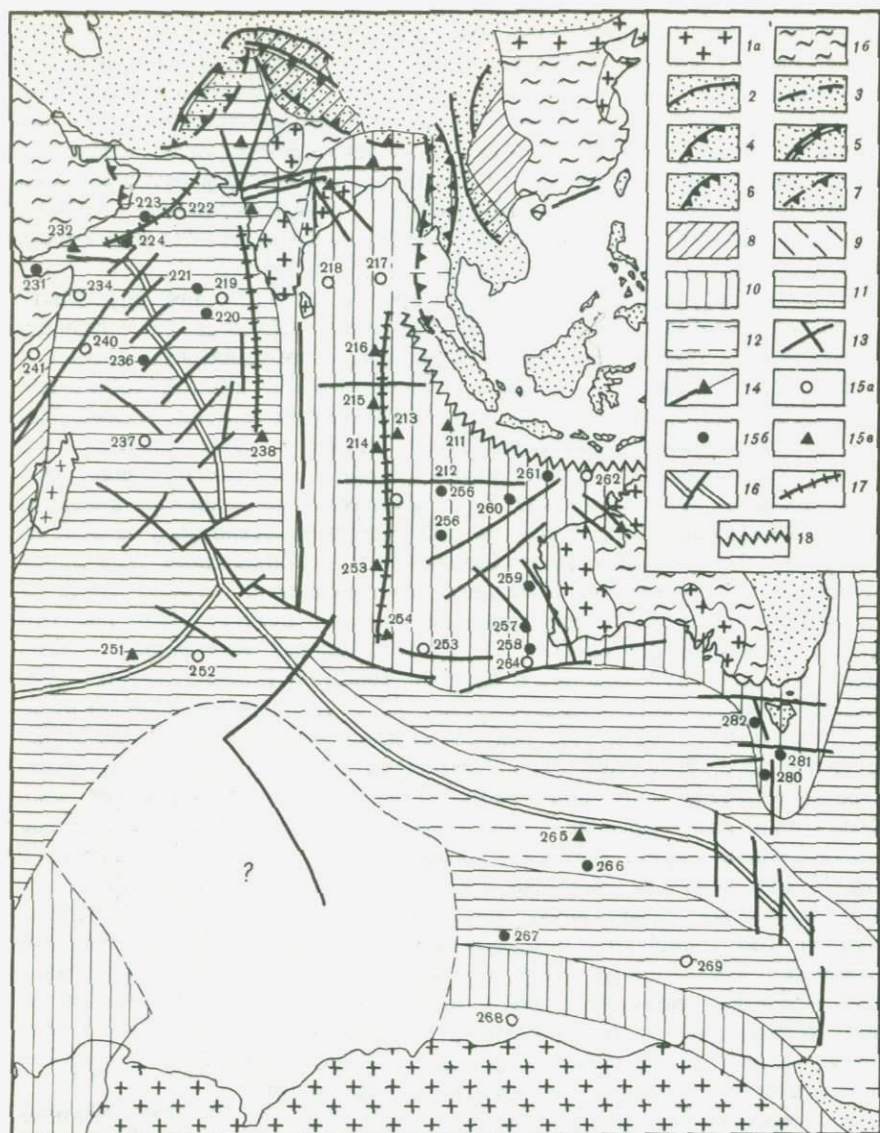


Рис. 8. Базальтовые поля Восточной Азии и прилегающих зон океана

1 – платформы (а – щиты, б – плиты); складчатые зоны фанерозоя и их вергентность близ трапных полей (штрихи – в сторону падения надвигов): 2 – герциниды, 3 – поздние герциниды, 4 – киммериды, 5 – ранние альпиды, 6 – ларамиды, 7 – поздние альпиды; базальтовые поля: 8 – конца перми–триаса, 9 – конца триаса–юры, 10 – конца юры–мела, 11 – конца мела–палеогена, 12 – конца палеогена–неогена; 13 – разломы, секущие базальтовые поля; 16 – поздние вдольразломные надстраивающие базиты разновозрастных полей материков и океанов; 15 – номера скважин океанского бурения, вскрывающих: а – осадки, б – базальты, в – поздние базиты; океанские хребты рифтового типа: 16 – срединные, 17 – побочные; 18 – глубоководные желоба

континенте и базальтовая — в ложе Индийского океана, ограниченная с востока более молодым полем, протягивается полосой к югу (возможно, до широты поднятия Брокен), примерно сохраняя свою ширину. Внешний край провинции расположен на западе, внутренний примыкает к Хребту 90 градуса. Последний кулисно подставляет поднятие Андаманских островов — западного наземного выхода альпийских структур, возникших на регенерированном герцинско-киммерийском складчатом сооружении Бирмано-Малаккских цепей. В связи с этим Хребет 90 градуса можно представить как одну из ветвей киммерид, не испытавших регенерации в альпийском цикле в отличие от более восточных зон Малайзии. Эта предполагаемая ветвь простирается к югу в Индийский океан и перекрыта с запада базальтовым полем, сохранившим все черты трапповой провинции на Индостанской платформе.

Если схематически в плане изобразить позицию траппового поля восточного Индостана в соотношении с окружающими тектоническими структурами (см. рис. 5, Б, 6–8) и сравнить ее с позицией траппов Урала–Сибири, то будет обнаружен целый ряд общих черт.

Траппы Индостана расположены на западной тыльной платформенной раме киммерид. Их фронтальной рамой в ту эпоху служил Южно-Китайский стабильный блок (платформа с примкнувшими герцинидами). Эти характерные черты расположения трапповой провинции подтверждаются фактами геологии суши. На материке присутствуют все взаимно сопряженные тектонические формы, окружающие трапповое поле по периметру и четко определяющие его обычное пространственное положение среди окружающих структур. Впадина Индийского океана обрывает практически вкрест простирания или под углом все эти взаимосвязанные сооружения. По краю океана с заворотом на юго-восток прослеживаются лишь аналоги молодых альпийских хребтов Бирмы. Если допустить, что в прошлом, до образования глубоководной впадины, к югу продолжались по простиранию структурные формы, сопровождающие протягивающийся туда базальтовый плащ, то нужно попытаться найти им возможное место в нынешних структурах океана. Можно предположить, что базальтовый плащ тыльной платформы Индостана простирается к югу и, переходя в состав океанского дна своим внутренним краем, как и на материке, перекрывает погруженную ветвь замкнувшихся киммерид. Последняя рассечена наиболее густой сетью разломов, вдоль них развит надстраивающий комплекс вулканитов, которые образуют сооружение океанического Хребта 90 градуса. Лишь часть герцинско-киммерийского сооружения, перекрытого лавами, испытала в дальнейшем альпийскую регенерацию, приведшую к деформации юрско-мелового базальтового плаща. Эта регенерация создала альпиды Аракан-Йомы, опрокинутые на запад, а также продолжающие их к югу альпиды Суматры, опрокинутые на восток. Здесь в тылу альпид и возник позже молодой базальтовый плащ.

Таким образом, возможность продолжения палеоструктур современного материка в область, занятую сейчас океаном, не имеет прямых противоречий со стороны геологических материалов. Однако с этим утверждением не согласуются некоторые данные геофизических исследований о различных скоростях прохождения сейсмических волн в литосфере материков и океанов.

Австралия. В Австралии, на западном и южном краях материка известны юрско-меловые траппы. Это магматиты бассейна р. Перт, представленные наземными базальтовыми покровами Банбери вдоль трещин меридиональной ориентировки, базальтовые проявления в бассейнах рек Каннинг, Басов [Браун и др., 1970; Burne, 1976]. Для этого поля устанавливается в плане налегание внешним краем на древнюю платформу и оборванность океаном западного края. Можно пространственно объединить эти траппы с синхронными базальтами Тасмании, условно наметив обширную дугу, окаймляющую Австралийский континент (см. рис. 7). В Тасмании трапповое поле наложено на область каледонид, известно лишь оборванное океаном внешнее крыло.

Данные океанского бурения показали, что к западу от Австралии располагается обширная область с базальтовым дном доальбского возраста (скв. 256, 257, 258 [Initial..., 1970—1978, vol. 22, 26, 27]). К северо-западу от Австралии также протягивается в дне океана базальтовый плащ, сформированный в неокоме (скв. 260, 261, 263). В более северных участках Индийского океана, примыкающих с востока к Хребту 90 градуса, известны в ложе досреднемеловые (скв. 213) и докампанские (скв. 211) базальты. Гигантский базальтовый плащ, начавшийся на материке формироваться в конце юры и к середине мела перекрывший обширные материково-океанские пространства, прилегает внутренней частью к поднятию океанического хребта. Хребет образован вдольразломными вулканическими постройками на рубеже мела—палеогена. Северным ограничением провинции служит область, где базальтовый плащ втянут в структуру близ Яванского желоба. Вдоль южного края провинции протягивается поднятие Брокен — результат мел-палеогеновых воздыманий и блоковой тектоники (скв. 254, 255). Хотя поднятие не имеет мощного комплекса "надстраивающих" вулканитов, по возрасту и типу дислокаций оно сопоставимо со структурой меридионального океанского хребта. Разломные зоны к югу от поднятия Брокен — Диамантина и другие проходят вдоль южного берега Австралии на соединение с разломами Басова пролива и пересекаются западнее выступа о-ва Тасмания одновозрастными дислокациями меридиональной ориентировки. Система этих разломов и ущелий в дне отделяет от области юрско-мелового базальтового вулканизма южные территории океана с более молодым плащом базальтов в ложе (скв. 265—268, 280, 282).

По своим масштабам (до 2 тыс. км в поперечнике) и строению в плане — с выклиниванием внешнего края базальтового поля на щите материковой платформы и с разломными вулканическими надстройками по внутреннему, уже океанскому краю только вся эта провинция целиком и может быть сопоставлена с трапповой провинцией Урала—Сибири. Характерные черты платформенной материковой части траппового поля устанавливаются вполне убедительно. В пространстве поле накладывается на окраину древнего внутриплатформенного Йилгарнского щита и переходит к западу на зоны с развитым плитным плащом (бассейны Перт, Карнавон и его шельф, Басов), на краю материка в фундаменте Австралийской платформы известны области метаморфической переработки, т.е. участки "омоложенного" фундамента [Dunnet, 1976]. Эти области, как и дуга окраины базальтовой провинции, опоясывают периферию континента. Зона омоложения

фундамента тянется от северо-западной до юго-западной и южной окраин Австралии. На юго-востоке региона внешняя часть трапповой провинции накладывается краем уже на области фанерозойской стабилизации о-ва Тасмания.

Таким образом, геологические данные по наземным областям траппового магматизма в Австралии позволяют считать, что здесь мы имеем типичную зону внешнего края провинции. Сама базальтовая провинция более обширна и простирается внутрь примыкающего океана. Чтобы оценить характер сочленения базальтовой провинции дна с материковой трапповой периферией, предположим, что океанские базальты могут быть погруженной в океан частью общего, в прошлом единого лавового плаща. Тогда можно допустить существование под лавами дна океана молодых тектонических структур в добазальтовом фундаменте. Самыми поздними из них, судя по возрасту лав и по обстановке в регионах Бирма—Индостан с синхронными лавами, должны быть складчатые киммериды. При таком предположении Хребет 90 градуса предстанет киммерийским складчатым сооружением, перекрытым с обоих флангов юрско-меловыми лавами. Сооружение рассечено поздними разломами ортогональной ориентировки с вулканическими надстройками и имеет ответвления севернее бассейна Вартон и вдоль поднятия Брокен. Сделанное предположение вполне согласуется с геологическими фактами, полученными бурением в океане, но вступает в прямое противоречие с интерпретацией геофизических данных о строении земной коры.

Западный Индостан. Трапповое поле Декан мел-палеогенового возраста накладывается своим внешним восточным краем на докембрийский щит, имеющий самые молодые структуры в прибрежной полосе [Dag, 1972]. Перекрывая здесь останцовый плитный чехол, поле граничит с океаном (см. рис. 5, Б, 7, 8). Ближайшие геосинклинальные системы примыкают к северо-западному окончанию базальтового плаща, прослеженного в бассейне р. Инд под третичными слоями [Chaudhury, Datta, 1977]. Системы испытали складчатость раннеальпийского (позднекиммерийского) цикла в регионах Белуджистана с опрокидыванием структур на запад [Славин, 1976] и внутри Сулеймановых гор, где затем вновь последовали позднеальпийские прогибания и складчатость в неогене. Неогеново-четвертичные краевые прогибы пространственно отделяют поле траппов Декана от этих складчатых структур. Плащ базальтов нарушен системой разломов ортогональной ориентировки. И вдольбереговые, и круто секущие (Нармада-Сон) разломы несут поздние дифференцированные базальтоиды, ультраосновные-щелочные плутоны и кимберлитовые трубки [Geodynamic..., 1970; и др.].

Таким образом, материковая трапповая провинция на крайнем северо-западе Индостана, при условии "снятия" более молодого третичного структурного комплекса пакистанских складчатых цепей с их молассовыми накоплениями, выявляет все характерные черты размещения траппов в пространстве. Провинция располагается на тыльной платформенной раме раннеальпийской (позднекиммерийской) складчатой страны. В то же время непосредственно к западу от южной платформенной части плато Декан существует только океанская впадина с базальтовым плащом в ложе, круто обрывающая трапповое поле.

Обширные площади дна в Аравийском море залиты лавами, одновозрастными с материковыми (поздний мел—палеоцен). Над ними регионально распространен осадочный покров с верхнепалеоценовыми слоями в основании (скв. 219—233) [Бабенко и др., 1977; Initial..., 1970—1978, vol. 23]. Покров прислоняется к базальтовому фундаменту, выступающему на горстовых поднятиях хребтов Лаккадивского, Меррей, Карлсберг. Хребты иногда несут покрытые коралловыми шапками надстройки из более молодых, включая миоценовые, вулканических сооружений, как и сам трапповый плащ Декана. Океанские хребты имеют блоковое строение фундамента и состоят из трех-пяти цепочек поднятий с амплитудой перемещения до 1 км [Бабенко и др., 1977].

Край океана обрезают совокупность материковых структур, сопряженных с трапповым полем. На севере это срезание происходит вкрест их простираения, на востоке — по простираению платформенного края Индостана. Базальтовая провинция, рассмотренная целиком, и в этом случае сопоставимая по масштабам с Урало-Сибирской, в своей океанической части может включать структуры, замаскированные впадиной океана. При таком предположении подводные хребты Аравийского моря — Карлсберг, Меррей и Лаккадивский (последний под осадками практически достигает устья р. Инд [Бабенко и др., 1977]) могут отвечать виргирующим ветвям складчатых раннеальпийских сооружений, продолжающих на юг складки Белуджистана. Еще далее на юге ветви вновь объединяются в Аравийско-Индийский широкий подводный хребет. Все предполагаемые ветви одинаково были перекрыты гигантским плащом базальтов со сложным сочетанием тыльных и фронтальных стабильных массивов среди частных складчатых систем. Если траппы Декана фиксируют внешний платформенный край комплексного материково-океанского базальтового плаща, то внутренний край плаща может быть намечен в океане весьма условно. Здесь могло быть несколько синхронных мегапокровов, сочленившихся своими внутренними либо внешними краями. Впоследствии предполагаемые ранние альпиды, перекрытые лавами и погруженные в океан, подверглись только блоковым дислокациям и вдольразломному вулканизму, как и участок Деканского плато. Этот импульс олигоценово-миоценовых блоковых дислокаций и вулканизма создал систему надбазальтовых грабенов Западного Индостана, привел к возникновению горстово-грабеновых систем океанских хребтов. Он также совпал с оформлением структуры Красноморского грабена—рифта и серии Восточно-Африканских грабенов и горстов. Во всех этих пространственно сопряженных областях щелочно-базитовый магматизм вдоль разломов взаимно ортогональной ориентировки последовал вслед за главной эпохой становления гигантского мел-палеогенового материково-океанского плаща толеитовых базальтов. Дальнейшая регенерация геосинклинального режима в областях, затронутых базальтовым магматизмом мела—палеогена, охватила лишь узкую полосу будущих гор Сулемана—Киртара—Макрана, уходящую на запад в Оманский залив. Здесь возникли в неогене позднеальпийские складчатые цепи с общим опрокидыванием на юг, в океан и на восток, на Индостанскую платформу, в направлении прежних тыльных областей раннеальпийских сооружений.

Южная Африка. Поле траппов Карру Южной Африки (серия Стормберг,

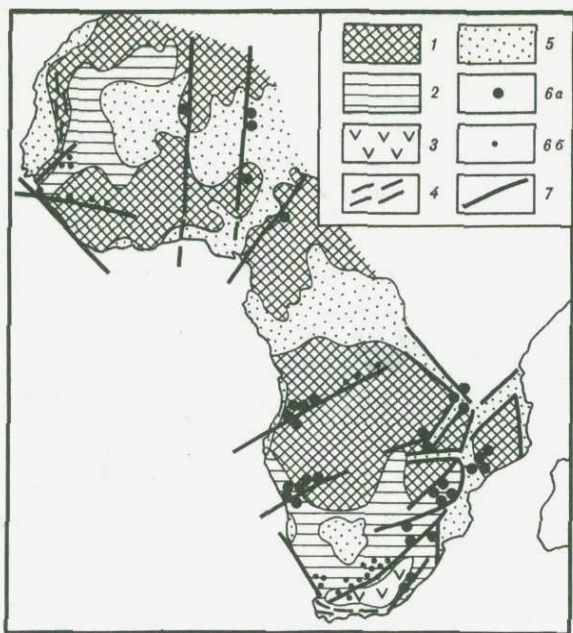


Рис. 9. Трапповые провинции Южной и Западной Африки

1 — щиты платформы; 2 — синеклизы, выполненные палеозойскими и раннемезозойскими отложениями, пронизанными траппами (Карру на юге, Таудени на северо-западе); 3 — наземные траппы, сохранившиеся от эрозии; 4 — складчатые системы позднегерцинские (Капиды на юге) или испытавшие герцинское "омоложение" (Мавританиды на северо-западе); 5 — молодые послетрапповые впадины и прогибы; 6 — магматизм (а — карбонатитовый, б — кимберлитовый) 7 — разломы

лавы Дракенсберг, см. рис. 5, В, 9, 10), возникшее в конце триаса — начале юры, сопрягается внешним краем с приподнятыми структурами платформенных щитов. Вдоль внутреннего края поле границит на востоке и на западе с океанами (близ побережий известны молодые структуры в фундаменте), а на юге — со складчатой системой Капид. Возраст складчатости в Капидах [Naughton, 1969] — средний триас. Капиды не имеют некоторых признаков типичной геосинклинали, для них характерны малая мощность толщ, отсутствие гранитоидов и метаморфизма. Однако едва ли можно сомневаться в отнесении этой зоны к миогеосинклинальной области, как считает Мартин [Martin, 1975]. Краевой прогиб перед складчатой страной на юге бассейна Карру отсутствует. Надвиги на платформу, которые известны в крайней юго-западной части Капид (округ Отдживаронго) [Бишоп, Ван-Иден, 1973], являются послетрапповыми, так как траппы затронуты ими. В прошлом базальты перекрывали даже самые южные современные выходы системы Карру. Об этом однозначно свидетельствуют дайки, а также метаморфизм углей в толще Молтено Капского бассейна. Угли регионально изменены здесь до полуантрацитов [Матвеев, 1969], что определяет прежнюю мощность размытого чехла лав в 2–2,5 км [Мазор, 1974; Макаренко, 1974б]. Завершающая эпигеосинклинальная складчатость Капид не сопровождалась опрокидыванием орогена на платформу

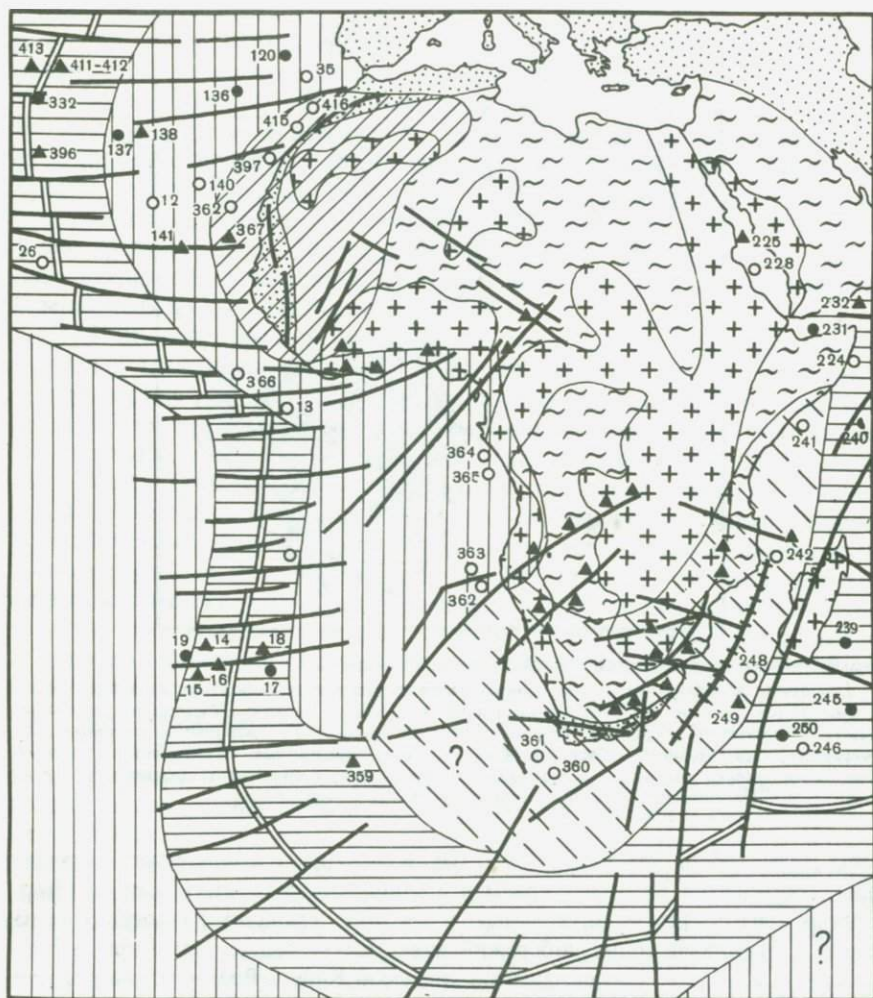


Рис. 10. Базальтовые поля Африки и прилегающих областей океанов
Условные обозначения см. на рис. 8

Африки, последняя имела позицию тыльной рамы. Регионально развитый плащ толеитовых базальтов синеклизы Карру осложняется более поздними магматическими проявлениями вдоль системы ортогональных разломов, это юрско-меловые основные и щелочно-основные вулканиты в грабене провинции Нюанетси [Сох, Jameston, 1974; и др.], щелочные лавы вдоль флексуры Лемомбо и материковой флексуры Мозамбика [Бишоп, 1973]. Эпоха позднеюрско-меловых дислокаций совпадает также с образованием узких грабенов, согласных со структурой Капид [Emery et al., 1975].

Этому же этапу отвечают внедрения многочисленных ультраосновных щелочных комплексов и роев лампрофировых даек, кимберлитовых

трубок, расположенные в виде узких полей вдоль крупных зон разломов [Haughton, 1969; и др.]. Вдоль линеаментов, параллельных Капским складкам и краям океана и более близких к геосинклинали, группируются преимущественно проявления карбонатитового магматизма, а вдоль удаленных в глубь платформы — кимберлиты. Вдоль линеаментов и разломов, ориентированных по нормали к краю платформы, известны плутоны и трубки двух типов, при этом кимберлиты тяготеют к более центральным областям кратона [Макаренко, 19766].

Поле рэтско-лейасовых траппов Карру протягивается на север по восточному краю материка вплоть до Малави и юго-восточной Танзании. На востоке поля траппы погружаются под юрские отложения Мозамбика, где лавы вскрыты бурением и простираются далее на восток под водами пролива [Kent, 1972]. Данные о проявлении этой фазы магматизма на Мадагаскаре менее достоверны. Известные в бассейне Сакоа (юго-западная часть Мадагаскара) пермские толщи рассекаются телами долеритов. Все их можно бы относить к поздне меловой фазе магматизма, которая здесь проявлена отчетливо. Однако следует учитывать, что пермские каменные угли в бассейне Сакоа отделены резким скачком метаморфизма от бурых и битуминозных лейасовых углей средней толщи Изало, хотя они разделены слоями пород мощностью всего 500 м [Матвеев, 1969]. Учитывая наличие значительного структурного несогласия в основании толщи Изало, эти факты можно объяснить размывом ранее распространенной эффузивной долейасовой толщи. Подобные скачки в стадиях регионального метаморфизма углей "дотрапповых" и "послетрапповых" толщ, разделенных значительным размывом, известны на Таймыре, в Тунгусской синеклизе, в Кузбассе, в Западной Сибири и т.д. Однако если базальты рэта-лейаса и существовали на Мадагаскаре, то они охватывали лишь краевые западные участки и не имели сплошного развития.

Наличие в ложе Мозамбикского пролива базальтового плаща, разновозрастного южноафриканскому, подтверждается трансгрессивным налеганием на лавы побережья верхнеюрских толщ [Kent, 1972], а также глубоко-водным бурением. Скв. 249, 250 вскрыли толщи нижнего-среднего мела, плащеобразно перекрывшие выветрелые базальты плоских участков дна и горстово-грабеновой структуры Мозамбикского хребта. Меридиональные грабены, заполненные содержащими лавы триасово-юрскими слоями и перекрытые морскими юрско-меловыми толщами, вскрыты бурением и на побережье Африки (Мозамбик), где они погребены под наносами Лимпопо и Замбези [Dingle, Sckrutton, 1974]. Эта система грабенов — западный фланг Мозамбикского подводного хребта.

Осадочный чехол мелководных образований в Мозамбикском проливе и южнее залегает поверх базальтового ложа с более молодыми щелочными базитовыми постройками. Эти вулканические сооружения островов и подводных гор, к которым прислоняется карбонатный чехол, образованы юрскими и меловыми эффузивными комплексами [Esson et al., 1970]. Последние надстраивают более древний базальтовый океанический цоколь. Лавы того же возраста протягиваются в океане вдоль края Африки и далее на север, до южного окончания полуострова, где обнаружены поверх океанического фундамента карбонатные породы верхнего мела (скв. 214, 241 [Initial..., 1970—1978, vol. 22, 85]). Восточным ограничением этой

приматериковой базальтовой провинции Индийского океана служит область, прилегающая к Аравийско-Индийскому хребту, где исчезают надбазальтовые меловые слои. Здесь скв. 219—224, 235, 236, 239, 240, 245 и другие вскрыли региональный базальтовый плащ, сформированный к началу палеогена. Меловые толщи могут находиться только под лавами. Плащ возник в эпоху излияний траппов Западного Индостана, под ним предположительно находятся погруженные раннеальпийские складчатые структуры.

Внешний край базальтовой провинции Южной Африки и смежного океана расположен на материковом щите Африканской платформы, с тыльной стороны позднегерцинских Капид. Ее внутренний край к востоку от материка перекрывает область, куда заворачивают известные на побережье геосинклинальные складчатые структуры [Козеренко, Ларцев, 1976]. Здесь, уже в океане, базальтовое поле ограничено по внутреннему краю более молодым полем. В пределах Мозамбикского пролива внутренний край материково-океанской провинции обрывается глыбой Мадагаскара. Этот блок с докембрийским фундаментом, по отношению к трапповому полю, выступает как фронтальная стабильная рама позднегерцинской складчатой страны, на которую уже не распространяется базальтовый плащ. Структуры Мозамбикского хребта в таком случае занимают в пространстве место перекрытых лавами и раздробленных на блоки позднегерцинских складчатых сооружений, опущенных в океан. Вероятно, они тянутся и далее к северу вдоль африканского побережья.

Осевая часть прежней геосинклинали Капид должна была располагаться к югу от материковых складок. Заворот всей системы по краю Африки к северо-западу, в Атлантику, подтверждается изгибом складчатых структур и повсеместным распространением вдоль края материка рэтско-лейасовых интрузивных долеритов. Они известны и в самих Капидах (Порт Элизабет) [Хоутон, 1966]. Оценивая всю провинцию с базальтовым магматизмом эпохи Карру, следует обратиться к океанским площадям, расположенным южнее и западнее Южной Африки. Как и для Мозамбикского пролива, здесь можно лишь предположить наиболее вероятные погруженные в океан структуры. Предположения основаны на анализе позиции материковых тектонических форм, а также материалов по строению дна океана.

Океаническое бурение к югу-западу от побережья Африки вскрыло горизонты осадочного покрова, относимые к палеогену, и не достигло здесь базальтов фундамента (скв. 360, 361 [Initial..., 1970—1978, vol. 40]). Представления о возрасте лав ложа в этих областях основаны на данных драгирования и геофизики. Южнее материка известны участки с континентальным типом коры. Это банка Агульяс, где драгированы породы палеозоя и докембрия [Dingle, Jentle, 1972], а также расположенное далее к югу плато того же названия [Chetty, Green, 1977]. Области к югу от Африки были охвачены базальтовым магматизмом перед моментом погружений, так как вокруг "материковых" блоков имеются участки с океаническим строением субстрата. Возраст лав в этих участках должен быть древнее, чем осадочный покров. Время окончания этапа эффузий внутри примыкающих к Африке областей океана определяют драгированные на шельфе восточнее мыса Игольный и на склонах блоковых под-

нятий верхнеюрские (частью морские) и морские нижнемеловые породы [Dingle, 1973; Emery et al., 1975; Burke, 1976]. Они сходны с толщами, сохранившимися в послетрапповых грабенах поверх Капид. Разломные внедрения вдоль краев банок в океане сопоставляют с плутонами в бортах капских грабенов [Dingle, Jentle, 1972]. Самые молодые слои в этих грабенах — неокомские [Burke, 1976].

Таким образом, поле базальтов в океане, прилегающее с юга к Африке, одновозрастно материковому. Регионально распространенный сплошной плащ океанских осадков представлен здесь верхнемеловыми слоями [Emery et al., 1975]. Этот осадочный покров поверх базитового фундамента океана распространен также вдоль Атлантического побережья (скв. 360, 361). Самая крайняя область, где драгированы верхнемеловые слои, — это юго-восточный склон близматериковой части Китового хребта. Хребет ограничивает с северо-запада базальтовую провинцию дна, одновозрастную траппам Карру. На хребте известны вулканиты палеогена (скв. 359 [Initial..., 1970—1978, vol. 39]). Они отвечают возрасту разломных внедрений, создавших саму структуру хребта, и проявлены вслед за более поздней эпохой площадных эффузий, охвативших северные регионы (Ангола).

Южное ограничение базальтовой провинции, окаймляющей в океане Африку, устанавливается приблизительно. Из областей Индийского океана сюда продолжается четко выраженный в рельефе подводный хребет. Верхний возрастной рубеж его базальтов, определенный в Индийском океане, — палеоген, вулканических надстроек — миоцен. Имеющиеся к югу от Африки останцы с континентальным строением литосферы подтверждают возможное обрушение в океан внутренних зон позднегерцинского комплекса Капид. В общем плане дуга этого складчатого сооружения, сохранившаяся на материке лишь тыльной своей частью, поворачивала на северо-восток в Мозамбикский пролив, где ограничивалась фронтальным стабильным блоком Мадагаскара (вероятно, срединный массив в сложном геосинклинальном поясе). Складчатая дуга имела продолжение и в Атлантику, где достигала широты Китового хребта.

Побережье Гвинейского залива, Каоковельд. Поле толеитовых базальтов Юго-Западной Африки известно в области Каоковельд — в Анголе и Намибии (см. рис. 5, В, 9, 10). Базальтовый плащ плохо сохранился. Выходы вулканитов мощностью до 1 км и их останцы поверх каменноугольных и пермских толщ развиты в бассейне р. Кюнене и севернее [Houghton, 1969]. Долеритовые дайки и силлы распространены повсеместно вокруг лавовых останцов. Долериты того же возраста (поздняя юра—ранний мел) известны вдоль всей полосы меридионального и широтного отрезков побережья Гвинейского залива, вплоть до Сьерра-Леоне. В регионах Либерии вновь появляются наземные вулканические серии, залегающие здесь на останцовых слоях палеозоя и перекрытые толщами аптского яруса нижнего мела.

Лишь самый край Африканского материка охватывается трапповым полем. Это области, которые окаймляют вдоль побережья древние архейско-раннепротерозойские глыбы и представлены докембрийско-раннепалеозойскими складчатыми сооружениями в фундаменте (Дамараленд, система Нама Юго-Западной Африки [Тектоника..., 1973], Рокелиды

Сьерра-Леоне и Либерии [Allen, 1968; Thorman, 1976]). При этом наиболее полно представлены трапповые плащи лав на тех участках с молодым цоколем, где сохранился от размыва палеозойский чехол, мощность которого нарастает в сторону побережий.

Какой бы узкой ни казалась трапповая провинция, она наглядно выявляет некоторые типичные черты своего пространственного положения. Она охватывает платформенные зоны с наиболее молодым фундаментом и развита в той полосе, где поверх фундамента появляются регионально протягивающиеся (сейчас останцовые) плитные дотрапповые накопления фанерозоя. Трапповая провинция побережья Африки представляет собой в связи с этим всего лишь самую периферическую, наиболее внешнюю окраину "обычного" базальтового поля. Своей основной частью поле должно быть расположено внутри океанских площадей Гвинейского залива.

Действительно, соленосные толщи апта—альба, плащеобразно лежащие в прибрежных и шельфовых областях и прослеженные полосой от широты Китового хребта вплоть до областей Габона, имеют в качестве фундамента за материковым склоном и до глубин 3—4 км океанический второй слой. Он содержит в кровле мощные базальтовые лавы [Pautot et al., 1973]. В открытом море близ побережья Либерии базальты под нижнемеловыми слоями вскрыты многими скважинами [Shlee et al., 1974]. Мощность базальтов в океане превышает 400 м, далее не разбурены [Pautot et al., 1973].

Глубоководное бурение в океане показало, что провинция доаптского базальтового дна охватывает обширные области за полосой побережья (скв. 363, 364, 365 [Initial..., 1970—1978, vol. 40]). Ее южным ограничением можно считать Китовый Хребет, на котором известны принадлежащие этой провинции более молодые (скв. 259) проявления вдольразломного магматического импульса с середины мела до палеогена, иногда и позже. Именно этот импульс образования разломов, в том числе продолжающих по простиранию разломы океана, привел к появлению многочисленных поздних плутонов щелочных пород и кимберлитовых трубок, последних только на территории Анголы насчитывается 77 [Reis, 1976]. Разломы имеют взаимно ортогональную ориентировку и располагаются параллельно вдольбереговому складчатому структурам фундамента либо круто пересекают их.

В эту же эпоху образования разломов была создана система грабенов Бенуэ и сопряженных с ним ортогональных рифтоподобных структур. В основании некоторых грабенов (Бенуэ, Гао, Ин-Фидет) имеются останцы позднеюрско-раннемеловых базальтов, синхронных главному трапповому плащу Гвинейского побережья. Внедрения на рубеже мела—палеогена, совпадающие с обрушением грабенов, представлены главным образом дифференцированными базальтами, андезитами, щелочными базитами. Острова линеамента Фернандо-По на продолжении разломных зон грабена Бенуэ сложены базальтами с пикритовыми и щелочными отщеплениями. На этих островах известны только самые верхние серии вулканитов, выступающие в надводных вершинах. Они относятся к миоцену и моложе. Сами постройки, высотой более 4 км над основанием, стали формироваться значительно раньше, еще в середине мела. Осадочный чехол в океане, зале-

гая на базальтах второго слоя в Гвинейской и Ангольской котловинах, прислоняется к склонам вулканических островов и многочисленных подводных гор. Горы возвышаются на хребте, разделяющем эти котловины, и к югу от него [Кленова, Лавров, 1975].

Западным ограничением материково-океанской провинции позднеюрско-меловых базальтов Гвинейского залива служит морфологически выраженный уступ фланга Срединного Хребта Атлантики, перекрытого более молодым лавовым плащом (мел-палеогеновым, с миоценовыми надстройками). Молодой возраст лав здесь подтверждается глубоководным бурением (скв. 17, 18 [Initial..., 1970–1978, vol. 3]) и возрастом пород вулканических островов на восточном склоне хребта – в группе Тристан-Да-Кунья, Святой Елены. Здесь лавы на вершинах 5–6-километровых сооружений, приподнятых над базальтовым ложем, датируются ранним-средним миоценом [Vaker, 1973].

Таким образом, внутренний край материково-океанской базальтовой провинции расположен в океане и ограничен с запада более молодой провинцией Срединно-Атлантического хребта. Ширина базальтовой провинции достигает 2 тыс. км, т.е. она сопоставима по масштабу с Урало-Сибирской. На материке внешний древнеплатформенный край провинции переходит в зоны позднедокембрийско-раннепалеозойской стабилизации (Либерия, Ангола). В центральных и внутренних областях она может перекрывать тыльные зоны более молодой складчатой страны. Возраст лав совпадает с трапповой эпохой Восточного Индостана и позволяет предположить, что складчатая страна, погруженная в океан, должна соответствовать киммеридам. Этому, однако, противоречат геофизические параметры океанской литосферы.

Базальтовое поле в океане с юга ограничивается по простиранию областью с лавами эпохи Карру. В то же время полоса продолжения всей провинции Гвинейского залива и побережья, несколько отступая от континента Африки к центру океана и становясь собственно океанической, огибает с запада подводную возвышенность Сьерра-Леоне и протягивается далеко на север. Она достигает широты Иберийского полуострова, где частью выходит на побережье и уходит далее в Бискайский залив. Возраст лав внутри этой полосы океанского дна обоснован результатами глубоководного бурения. Скважины достигли нижнемеловых базальтов в станциях 120, 136, 137, 138. Плащ осадков с нижнемеловыми слоями в подошве над базальтами дна установлен по скв. 135 и 398. Распространение домастрихтских толщ над вторым океанским слоем к юго-западу от Сьерра-Леоне (скв. 13, 336) показывает, что область с нижнемеловыми лавами у экватора подходит очень близко к Срединному Хребту. Не исключено, что лавы, синхронные траппам Гвинейского побережья, продолжают здесь до центра океана. Однако севернее фланги Срединно-Атлантического хребта покрыты более молодым мел-палеогеновым плащом лав, как и на южном отрезке хребта. Здесь неизвестны меловые осадочные слои, они могут быть только под лавами. Верхний возрастной предел базальтового поля хребта определяют мощные "надстраивающие" сооружения из вулканитов миоцена [Пронин, 1970], а также регионально распространенная над базальтами осадочная толща эоцена (скв. 26 [Initial..., 1970–1978, vol. 4; Лавров, Бараш, 1976]). Таким образом, как и в областях

Гвинейского залива, полоса океанского ложа с раннемеловыми лавами ограничивается в Центральной Атлантике более молодой провинцией.

Восточный край позднеюрско-мелового поля лав — длинной полосы, продолжающей Гвинейскую трапповую провинцию в океанском дне, ограничен выходами деформированных юрско-меловых слоев с базальтами на поднятиях островов Зеленого Мыса (о-в Маю) и Канарских (Фуэрте-вентура). Восточнее, вдоль берегов Африки развит более древний комплекс базитов в дне океана. Скважины глубоководного бурения вскрывают осадочные серии титона-готерива (скв. 367, 397, 398, 416 [Initial..., 1970—1978, vol. 47, 50]). При наличии лав неокома осадки этого возраста оказываются под базальтовым плащом. Здесь же средне-верхнеюрские горизонты вместе с более молодыми являются "надбазальтовыми", кроющими океанический фундамент. Соответственно океанский фундамент вдоль побережий Западной Африки древнее средней юры.

Таким образом, внутренние зоны материково-океанской базальтовой провинции, представленной на берегах Юго-Западной Африки и Гвинейского залива внешним краем траппового плаща, непосредственно переходят на океанское дно. Далее провинция протягивается вдоль края океана полосой, ограниченной с двух сторон базальтовыми полями других эпох магматизма: с запада — более молодым полем Срединно-Атлантического хребта, с востока, у побережий Западной Африки — более древним.

Южная Америка. Позднеюрско-меловое трапповое поле (см. рис. 5, Г, 11, 12) перекрывает здесь серию платформенных синеклиз — Парана, Парнаиба, Моранья, вытянутых меридионально вдоль восточного края материка. Долеритовые плутоны известны также в бассейне р. Амазонки. Внешняя часть края траппового поля примыкает к антеклизам и архейско-раннепротерозойским щитам. Восточный, внутренний край материкового поля на юге обрывается Атлантическим побережьем, а на севере отделен от океана горстовыми выступами блоков фундамента. В фундаменте вдоль побережья известны наиболее молодые складчатые структуры, консолидированные в бразильский (байкальский) этап на границе венда-кембрия. Позднее — в раннем палеозое они испытали метаморфическое омоложение (радиологический возраст пород 500—450 млн. лет [Cordani et al., 1973]). Прибрежные выступы докембрия сходны по структурной позиции с приенисейскими выступами фундамента вдоль края траппового плаща Тунгусской синеклизы в Урало-Сибирском регионе.

Периокеанические блоки фундамента частично ограничены разломами, согласными или круто секущими береговую линию и структуры бразилид. Вдоль этих разломов группируются поздние и послетрапповые щелочно-ультраосновные магматические комплексы и кимберлитовые трубки, последние — на затуханиях разломов. Вулканические надстраивающие образования, синхронные этим плутонам, развиты незначительно, поскольку район испытывал позже длительные поднятие и размыв. Наземные щелочные базиты сохранились только в меридиональном грабене Аподи на севере провинции Рио-Гранде [Sial, 1977]. Возраст поздних, секущих лавовый плащ плутонических комплексов 120—80 и даже 70 млн. лет, поднимается до конца позднего мела и палеогена.

Указанные признаки выявляют в плане очевидное сходство траппового поля Параны—Парнаибы с трапповым полем Сибирской платформы.

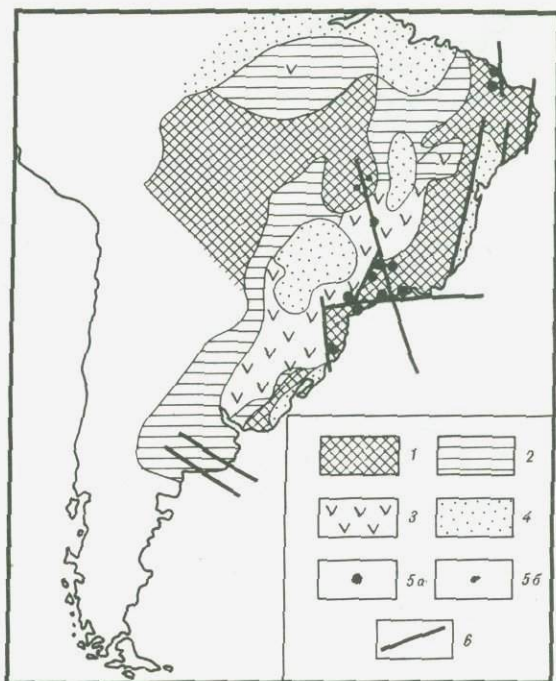


Рис. 11. Трапсовая провинция Парана Южной Америки

1 – щиты платформы; 2 – плитные чехлы синеклиз, пронизанные трапами; 3 – наземные траппы, сохранившиеся от эрозии; 4 – молодые послетрапповые впадины и прогибы; 5 – магматизм (а – кимберлитовый, б – карбонатитовый); 6 – разломы

Траппы переходят от области древних щитов на все более молодые структуры фундамента к востоку. Здесь они перекрывают зоны с хорошо развитым плитным чехлом. Горстовые выступы платформенного края ограничиваются системой грабенов и открытых к океану полуграбенов [Almeida, 1968; и др.]. Это указывает на послетрапповое обрушение более восточных структур, примыкавших к платформе прежде. Однако вместо геосинклинального сооружения, перекрытого траппами с развитой рифтовой системой (погруженного, как это наблюдается в Западной Сибири), к области южноамериканского базальтового покрова примыкает край Атлантического океана. Пространственно впадина Атлантики располагается в тех областях, где следовало бы обнаружить складчатую страну киммерийской эпохи.

Лавы дна океана одновозрастны материковым, поэтому вся базальтовая провинция может быть протянута на восток. Осадочные толщи мела широко распространены поверх базальтов дна в юго-западной части океана. Самые древние слои – аптские (см. рис. 12, скв. 327), они одновозрастны отложениям, перекрывающим лавы в грабенах на побережье и на шельфе. Альбские, средне- и позднемеловые (включая маастрихт) карбонатные образования вскрыты бурением в скв. 21, 228, 355–357. В океане к северу от материка, куда протягивается продолжение траппового поля из бассейна Мараньяо, также пройдена скв. 144, вскрывшая в ложе доаптские базальты.

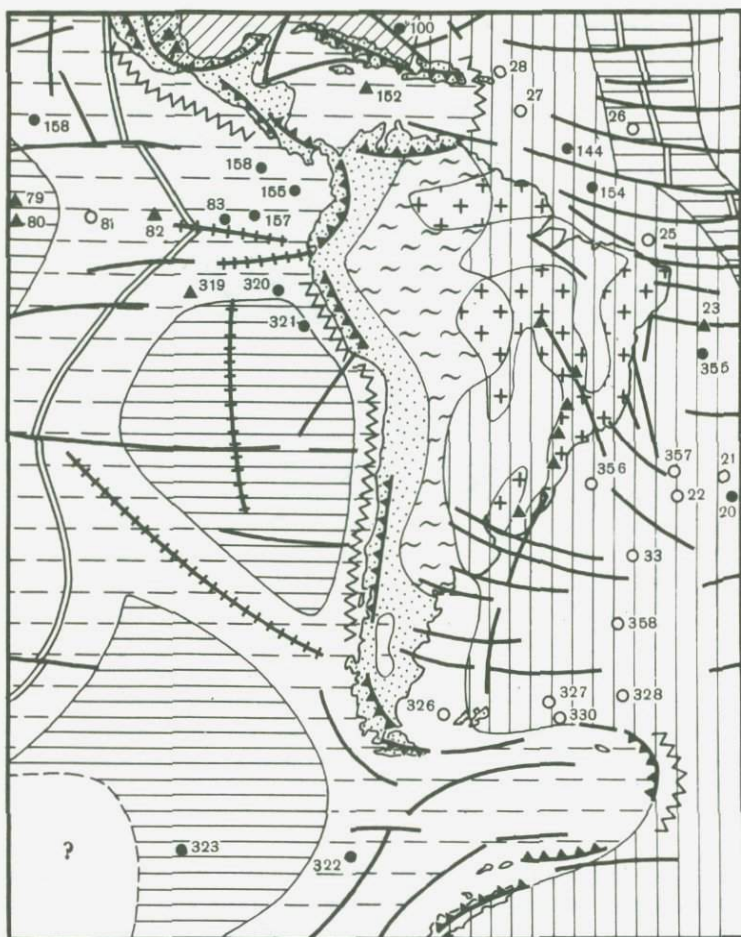


Рис. 12. Базальтовые поля Южной Америки и прилегающих областей океанов
Условные обозначения см. на рис. 8

В скв. 354 обнаружены толщи верхнего мела, залегающие с несогласием на размытом базальтовом субстрате [Initial..., 1970–1978, vol. 3, 23, 39]. Ширина материково-океанской базальтовой провинции 2 тыс. км, по масштабу она сопоставима с Урало-Сибирской. Вулканические острова и подводные горы в океане (скв. 23), а также глыбовые поднятия типа Рио-Гранде возникли в эпоху образования грабенов побережья. Часть разломов, ограничивающих грабены, нарушают дно океана и протягиваются на материк.

По простиранию эта провинция имеет значительные размеры. Она распространяется от Фолклендских островов до экваториальных областей, а затем еще далее к северу. Здесь, в Центральной Атлантике нижнемеловые базальты вскрыты бурением на обширных площадях, примерно от 50 до 70° з. д. Ширина поля сохраняется примерно в пределах 2 тыс. км, хотя провинция становится собственно океанской (см. рис. 12, скв. 384, 386, 387). Плещ

карбонатных осадков, имеющий в подошве слои мелового возраста, перекрывает повсеместно лавовое дно, иногда прислоняясь к подводным горам, сложенным верхнемеловыми вулканитами (скв. 9, 10, 382, 385, также данные геофизики [Initial..., 1970–1978, vol. 2,43]). Самые северные области с установленными нижнемеловыми базальтами в дне океана известны у берегов Лабрадора [McWahe, Michel, 1975]. Лавовая провинция, материковая трапповая часть которой расположена на Южно-Американской платформе, целиком образует, таким образом, длинную полосовую зону, продолжающуюся в океан. Эта зона параллельна одновозрастной провинции Юго-Восточной Атлантики. Внутренним разграничением для этих полос вдоль всего простирается служит мел-палеогеновое базальтовое сооружение Срединно-Атлантического хребта. К северу от Южной Америки позднеюрско-меловое базальтовое поле полностью переходит в океан. Внешний его край, который в материковой области Южной Америки накладывался на стабильную платформенную глыбу, здесь оказывается целиком океаническим. В участках, граничащих с Карибским бассейном, эта полоса ограничивается молодой неогеновой системой дуга-желоб. Однако в геологических разрезах островов Карибского бассейна известны деформированные базитовые серии, синхронные юрско-меловым базальтам Атлантики. Возможно, часть более обширного прежде ложа была здесь охвачена позднеларамийской геосинклинальной регенерацией. Севернее доаптская полоса базальтов дна окаймляется вдоль побережья Америки областями, где вскрыты бурением юрские и более древние осадочные слои. Фундамент океана здесь более древний.

На крайнем юге Атлантики позднеюрско-меловое поле базальтов в ложе океана, вероятно, окаймляет с востока дугу Скоша. На о-ве Южный Георгий имеются деформированные базиты этого возраста. Еще южнее поле смыкается с синхронной базальтовой провинцией Восточной Антарктиды. Внутренние области дуги Скоша слагаются более молодыми лавами, их аналоги также известны в Антарктиде, на ее западном побережье.

Антарктида. В Антарктиде развиты два разновозрастных комплекса траппов (см. рис. 5, Д). Более древний из них – позднеюрско-меловые траппы Феррар, которые венчают толщу Бикон. Траппы распространены по краю Восточно-Антарктической платформы и примыкают к позднедокембрийско-раннемезозойскому складчатому поясу, почти полностью погруженному под чехол депрессии Росса-Уэдделла. Массивы и дайки долеритов в горах Пенсакола, Элсуэрта, выступающие из-под молодого чехла, свидетельствуют о широком распространении траппов на западе. Траппы секут складчатые и метаморфизованные комплексы Западной Антарктиды, вмещающие герцинско-киммерийские гранитоиды с радиологическим возрастом 0,28–0,2 млрд. лет [Craddock, Campbell, 1972]. Расположение структур в плане сходно с тем, что известно в Сибири. Внешний край траппового плаща накладывается на области архейско-раннепротерозойской стабилизации. В более западных зонах платформы он повсеместно распространен в тех участках, где широко развит плитный чехол палеозоя. Выступы Трансантарктических гор – это блоки фундамента Россид с наиболее молодыми байкальско-раннепалеозойскими складчатыми комплексами. Разломные ограничения с запада этих выступов связаны с проявлением грабеновых структур вдоль края молодой депрессии Росса-Уэдделла. Грабены являются послетрапповыми,

так как в их бортах вскрываются крупные плутоны (Дюфек, горы Пенсакола).

Разломы, ограничивающие грабены и, вероятно, определившие восточные ограничения молодой плиты, простираются согласно со структурами складчатого Русского фундамента. Существуют послетрапповые разломы и ортогонального направления, круто секущие край платформы. Вдоль нарушений, пересекающих Трансантарктические горы на восточном платформенном побережье Антарктиды (оз. Бивер), возник грабен, в нем сохранились платформенные толщи посреди поля докембрийских пород. В платформенных слоях и по краю грабена известны позднемезозойские (скорее всего), позднемеловые) дайки и силлы ультраосновных-щелочных пород [Walker, Mond, 1971]. Край Восточно-Антарктической платформы представлял собой в раннем мезозое тыльную платформенную раму складчатого пояса, перекрытую лавами.

В отличие от герцинского складчатого сооружения Урала—Западной Сибири, граничащего с Русской платформой вдоль фронта структур, киммериды Западной Антарктиды примыкают к океану и на западном фланге перекрыты траппами. Здесь распространены более молодые миоценовые траппы, частью запечатавшие структуры складчатых Антарктанд. Последние вмещают гранитоиды ларамийского повторного орогенеза (0,1—0,7 млрд. лет [Adie, 1972]). Еще более поздние, "надстраивающие" вулканиты этого миоценового траппового поля представлены крупными вулканическими породами щелочно-основных пород. По возрасту щелочные дериваты относятся к концу неогена — четвертичному времени. Для ларамийского тектонического этапа тыльной областью повторного орогена Антарктанд, вмещающих также замкнувшиеся остаточные геосинклинальные трюги, явились именно западные территории, структурно обрезанные океаном. Позднемеловые и кайнозойские молассовые впадины, возникшие в фазу повторного орогенеза, развились на восточном фланге Антарктанд по западному краю депрессии Росса-Уэдделла [Хаин, 1971].

Базальтовый плащ олигоцена—миоцена продолжается в дне прилегающих участков Тихого океана. Это определяется выходами вулканического комплекса на о-ве Петра I, а также подтверждается глубоководным бурением: скв. 322 вскрыла базальты олигоцена—миоцена к северо-западу от их материковых выходов. Этот участок расположен близ устья пролива Дрейка, ведущего в Южно-Антийскую котловину, что и позволяет предполагать внутри самой котловины на простирании западноантарктического базальтового плаща наличие столь же молодого вулканического ложа.

Окраинная часть лавового покрова расположена с тыльной стороны ларамийских частью эпигеосинклинальных орогенных структур Антарктанд. Поэтому можно предположить здесь обрушение в океан внутренних, тыльных областей ларамийской складчатой страны вместе с примыкающими стабильными блоками. Таким образом, на материковом побережье представлен внутренний край олигоцен-миоценовой базальтовой провинции, а внешний край располагается в океане. Ограничение провинции с внешней стороны можно наметить условно по наличию плаща верхнемеловых лав, вскрытых скв. 323 далее на западе в океане [Initial..., 1970—1978, vol. 35].

Разновозрастные трапповые поля Антарктиды — юрско-меловое на востоке и миоценовое на западе практически смыкаются в пространстве в рай-

онах депрессии Росса, их внутренние зоны частью накладываются друг на друга и расходятся в стороны в направлении к Антарктическому полуострову (см. рис. 5, Д). В общем плане сложный тектонический комплекс Антарктиды, имеющий две разновозрастные трапповые провинции, имеет определенное сходство со складчатым поясом Бирмы — Индокитая. Последний также включает разновозрастные трапповые поля на двух платформенных рамах — Южно-Китайской и Индостанской, явившихся соответственно тыльными областями в разных геотектонических циклах развития.

Западная Африка. Характерное расположение в пространстве обнаруживают траппы синеклизы Таудени в Западной Африке (см. рис. 5, В, 9, 10). Большое трапповое поле платформенной синеклизы (от размыта в центре впадины уцелели лишь интрузивные тела) граничит по внешнему восточному краю со щитами и антеклизмами древней платформы. На западе платформы фундамент включает зону байкалид (фалемид). Вдоль внутреннего края, где появляются останцы прежде обширного плаща лав, трапповое поле примыкает на северо-западе к герцинским складчатым структурам Атласа и северных Мавританид, отделяясь от них выступами складчатых зон докембрийского Регибатского массива и Антиатласа. Герцинские краевые прогибы здесь неизвестны. По Шуберу и Фор-Мюре, герциниды опрокинуты и шарьированы к северо-западу [Тектоника..., 1973]. Поле траппов расположено в тылу складчатости. Оно, возможно, протягивается до побережья Туниса, здесь среди молодых отложений, в диапирах соленосного среднего триаса известны обломки базальтов и долеритов. На западе трапповое поле Таудени граничит с цепью Мавританид, уже не включающих герцинский геосинклинальный комплекс, а лишь "омоложенных" в этом тектоническом этапе [Sougy, 1962]. Под впадиной Сенегала предполагается присутствие герцинид [Chiron, 1975]. Возраст траппов, рвущих толщу среднего карбона и перми на севере, ограничивается временем накопления перекрывающих лавы триасовых толщ германского типа (Тунис, впадина Тарфая) и датируется пермью—триасом [Van Houten, Brown, 1977]. Более поздние долеритовые силлы и дайки прорывают триасовые и даже раннеюрские (долейсовые) красноцветы. Образования такого типа распространены во внутренних зонах складчатых герцинид внутри грабенов, погруженных под северо-западные прибрежные бассейны. Эти поздние вдольразломные внедрения могут быть сопоставлены с позднетриасовыми тафрогенными образованиями Западной Сибири. Поздние разломы согласно или круто ориентированы к краю материка с его каймой герцинид. Разломы особенно многочисленны на юге, на Леоно-Либерийском щите. Они несут сложные плутоны: габбро-перидотитовые (Калим), щелочные (Конакри), щелочно-ультраосновные и также кимберлитовые трубки. Возраст этих проявлений конец триаса—начало юры (170—190 млн. лет [Thorman, 1977]).

Трапповое поле Таудени охватывает, таким образом, тыльную раму складчатой страны герцинид и частично перекрывает ее складчатые структуры. Масштабы прежнего перекрытия неясны, оно могло быть значительным, судя по множеству корневых даек. Поздние грабены с разломными базитами охватывают более широко герцинский комплекс и как бы окаймляют трапповое поле по его внутреннему краю. Плитный чехол в прибрежных бассейнах, перекрывший складчатые комплексы вместе с грабеновыми базитами, подчеркивает сходство всей мегаструктуры с обстановкой в Запад-

ной Сибири и на Сибирской платформе. Вместо фронтальной стабильной рамы перед зоной герцинских складок существует впадина Атлантического океана. В прибрежных участках вскрыты глубоководным бурением среднеюрские (с силлами долеритов) — нижнемеловые осадочные толщи (скв. 367, 368, 369, 397, 415, 416 [Initial..., 1970—1978, vol. 41, 50]). По геофизическим данным, они перекрывают соленосный триас, судя по наличию диапировых структур под вскрытыми толщами. Эти участки дна отвечают погруженной полосе структурных зон сенегальского типа — со складчатым фундаментом и мезозойско-кайнозойским чехлом эпигерцинской плиты. Геофизические характеристики литосферы в участках скв. 415, 416 соответствуют океаническим [Initial..., 1970—1978, vol. 50]. Как уже говорилось, в океане область предполагаемой погруженной части края герцинских складчатых структур с их позднепермско-триасовым базитовым комплексом ограничивается с запада полосой дна с молодым базальтовым плащом. Краевые участки позднеюрско-раннемелового плаща вскрыты бурением, а также выходят на островах Зеленого Мыса и Канарских [Klerkx, Paere, 1977]. Доаптские осадочные слои в этой более молодой полосе океанского дна неизвестны.

Восточная часть Северной Америки. Вдоль Атлантического побережья Северной Америки, в герцинидах Аппалачей и Уошито также имеются признаки траппового магматизма (рис. 5, E, 13, 14). Это интрузивные траппы, развитые широко, и представляющие корни толщи пермско-триасовых лав [Fail, 1973], а также толщи базальтов, туфов и вулканомиктовых красноватых молассоидов в грабенах типа Нью-Арк Аппалачей и Игл-Милс пояса Уошито [Кинг, 1960; Ballard, Uchipi, 1975; и др.]. Грабены осложняют герцинские эпигеосинклинальные складчатые сооружения (в тылу надвигов к северу, где известны краевые прогибы) и группируются в пределах их внутренних эвгеосинклинальных зон. Ориентировка грабенов в общем совпадает с простираем складчатых структур. По возрасту базальтовый магматизм грабенов отвечает среднему—позднему триасу, до ранней юры. Грабены известны также на шельфе близ Аппалачей, а также в районах Большой Банки. На этих площадях, как показали геофизические данные и океанское бурение (скв. 100, 105), ниже-среднеюрские соленосные комплексы перекрывают плащеобразно грабены и их борта, ограничивая верхний возрастной предел контрастных блоков подвижек. В Мексиканском заливе, расположенном внутри герцинской дуги Уошито со складками, надвинутыми вонне, базальты предполагаются внутри фундамента, перекрытого соленосным комплексом юры, возможно, также включающим верхний триас [Moore, Castillo, 1974].

При сравнении этих структур с регионом Урала—Сибири выявляется очевидное сходство грабенов герцинид как по возрасту, так и по позиции в плане с подобными грабенами Зауралья. Последние обычно тоже заполнены лишь поздними триасово-раннеюрскими вулканитами и молассоидами. Вдоль края Северной Америки вскрываются только фронтальные зоны складчатых систем герцинид. Их полно выраженные краевые прогибы на Северо-Американской платформе осложнены складками и шарьяжами с северной и северо-западной вергентностью. Ряд разломов, ограничивающих грабены и согласных древним структурам, а также разломы, круто секущие древние структуры (Мексика, юг США), выводят на поверхность ще-

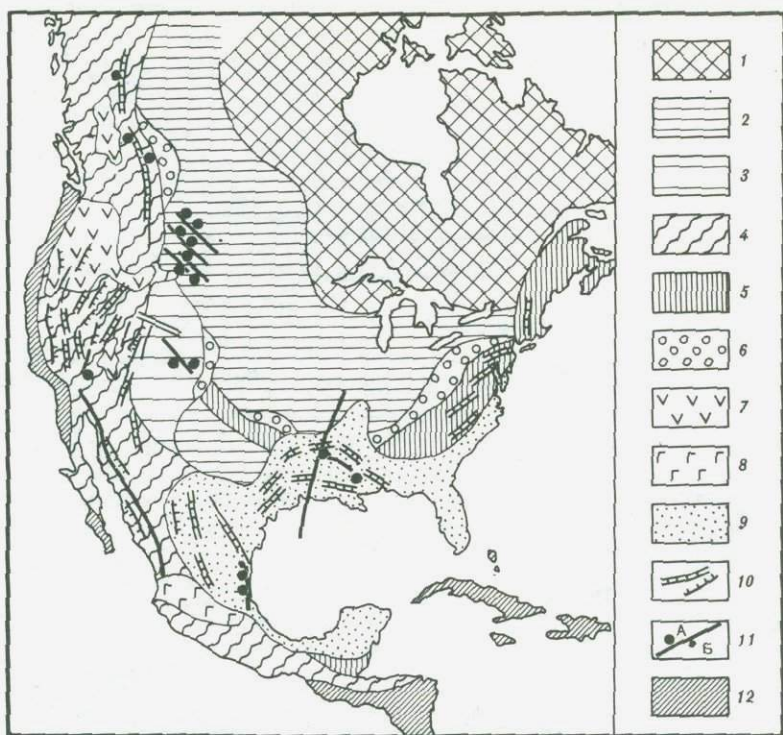


Рис. 13. Тафрогенные грабены и проявления ультраглубинного магматизма Северной Америки

1 – щит платформы; 2 – плитный чехол: 2 – перикратона Великих Равнин и Мидконтинента, 3 – плато Колорадо внутри эпиларамийского орогена; области складчатости: 4 – ларамийской, 5 – герцинской; 6 – краевые прогибы герцинид и ларамид; 7 – траппы плато Колумбия и другие вулканы финального магматизма ларамид; 8 – вулканический пояс Мексики; 9 – чехол Прибрежных Равнин (в том числе на складчатых структурах Уошито-Аппалачей); 10 – тафрогенные грабены и разломы на герцинидах и ларамиде; 11 – вдольразломный магматизм (а – карбонатитовый, б – кимберлитовый); 12 – молодые послеларамийские геосинклинали

лочно-ультраосновные магмы с карбонатитами. При этом в районе платформенного затухания секущих разломов известны кимберлитовые трубки [Meуer, 1976]. В роли тыльных зон герцинских сооружений и их тыльных платформенных рам выступают пространства, занятые сейчас Мексиканским заливом и западной частью Атлантики с их базитовым подсолевым ложем – в первом регионе и герцинским складчатым субстратом, нарушенным грабенами, – во втором.

Таким образом, на юго-востоке Северной Америки обнаруживается внутренний край траппового поля, примыкающий к молодым элигеосинклинальным складкам, тогда как место внешнего края, обычно залегающего на ранее стабилизированном блоке, занимают области океанской окраины. В Атлантике зона, охваченная пермско-триасовым импульсом базитового магматизма, ограничена изнутри полосой с более молодым плащом базальтов в дне. Этот молодой плащ, как уже говорилось ранее, принадлежал так-

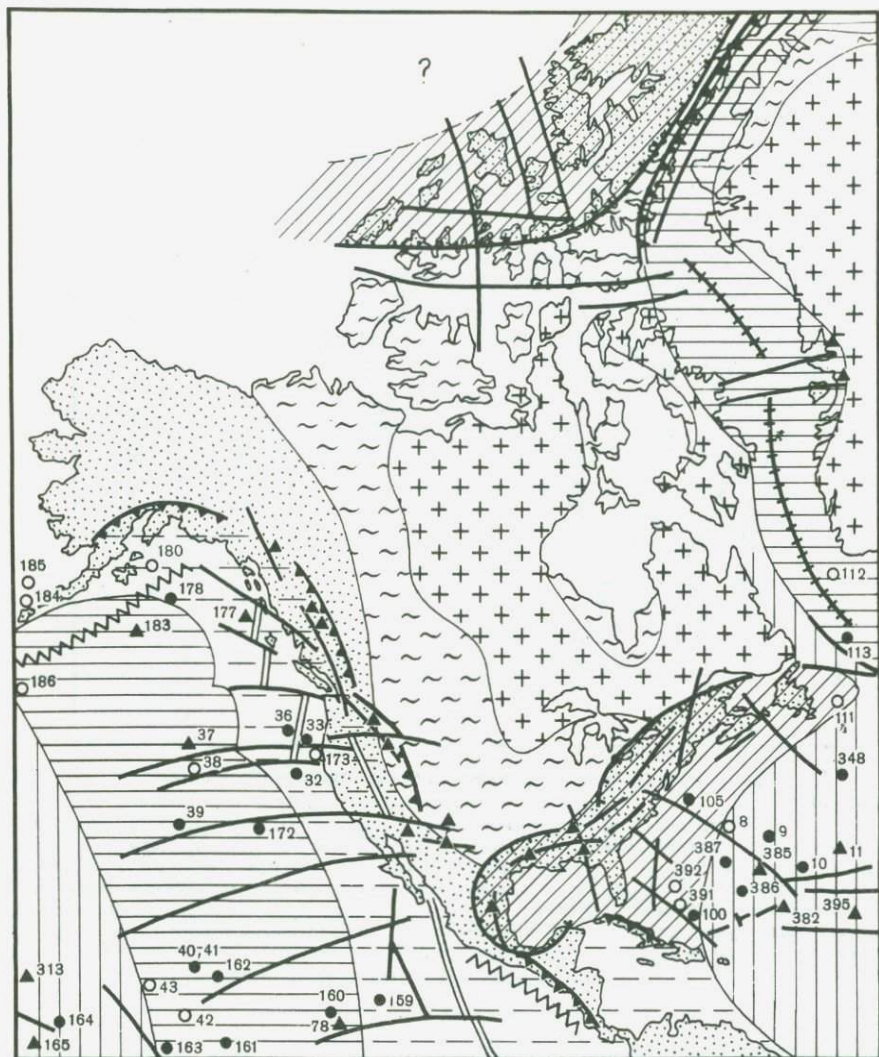


Рис. 14. Базальтовые поля Северной Америки и прилегающих областей океанов
Условные обозначения см. на рис. 8

же внешнему краю позднеюрско-раннемеловой материково-океанской провинции, обращенной внутренним краем к центру Атлантики. Таким образом, в регионах Бермудского плато – Большой Банки на западе Атлантического океана происходит совмещение двух внешних краев разновозрастных базальтовых провинций. Можно сделать предположение, что ранняя из них, позднепермско-триасовая, могла охватить здесь древнюю стабильную глыбу тыла североамериканских герцинид, а затем поверх ее внешняя часть оказалась перекрытой плащом более молодых базальтов с его "надстраивающим" базитовым комплексом. Молодой лавовый плащ принадлежит ба-

зальтовой провинции, также обращенной внешней частью к Бермудскому древнему (по крайней мере догерцинскому) стабильному блоку. В противоречии с этим предположением, вполне согласующимся с материалами наземной и океанской геологии, находятся данные геофизики об океаническом типе литосферы в преобладающих областях этой части Атлантического океана.

Арктика. Траппы мела—палеогена в Брито-Арктической провинции [Харланд, 1964; и др.] известны в Гренландии, Шотландии и на Шпицбергене. В эту же зону материковых вулканических полей можно включить синхронные траппы Верхоянья. Тогда всю провинцию лучше назвать просто Арктической (см. рис. 5, Ж, 15, 16).

Из всех указанных полей наиболее представительным является Верхоянское поле наземных базальтов, хотя оно частью эродировано, частью перекрыто более молодыми толщами. Мел-палеогеновые траппы Верхоянья распространены главным образом в восточных регионах этого складчатого сооружения. Они перекрывают орогенные комплексы, сформированные позднекиммерийской складчатостью, и в этом смысле сходны с базальтовыми полями Западной Сибири. Траппы развиты в структурах, расположенных на восточном фланге Верхоянского антиклинория, в тылу его складок, наклоненных в сторону Сибирской платформы, где имеется краевой прогиб. Базальтовые поля развиты в бассейне р. Яны, а также восточнее в низовьях р. Индигирки, в верховьях р. Алазеи на территориях, принадлежащих Колымскому массиву, ранее считавшемуся докембрийским блоком. После работ И.М. Русакова наметился пересмотр представлений и сейчас на этой территории выделяют палеозойско-раннемезозойскую эвгеосинклиналь. Она развивалась сопряженно с Яно-Колымской миогеосинклиналью, из которой и возникли складчатые горы Верхоянья, опрокинутые на Сибирскую платформу. Таким образом, предполагать наличие тыльного стабильного блока в областях ранних альпид Северо-Востока СССР как будто нет оснований. Однако присутствие комплексов, отвечающих герцинской складчатости (верхнепермские молассы), наличие ранне-среднетриасового перерыва, отсутствие глубоководных толщ юры, резко несогласное налегание на сформированные складки вулканомолассоидных толщ мела [Гуляев, 1975], скорее характеризуют область раннекиммерийской стабилизации. Ранне-среднемеловые слои, вероятно, соответствуют повторно-орогенным образованиям, перекрытым мел-палеогеновым базальтовым плащом, общим для гигантских площадей. Последний перекрывает тыл раннеальпийской (верхнеянской) складчатой страны и области внутренних массивов ранней стабилизации в обширном геосинклинальном поясе.

Вдоль разломов, круто ориентированных к складкам Верхоянья и к границе Сибирской платформы с геосинклиналью, известны кимберлитовые проявления, тяготеющие к восточному склону Анабарской антеклизы и к Оленекскому поднятию. Разломы можно рассматривать как послетрапповые, рассекающие ороген, плащ базальтов и затрагивающие фронтальную платформу. Молодые послемеловые магматические проявления на склонах Анабара — поля кимберлитовых трубок (Джюкенское, Мерчимденское, Верхнемолодинское) — пространственно совпадают с областью развития триасово-юрских кимберлитовых трубок Сибири. Иногда ошибочно они включаются в цикл триасового траппового магматизма Тунгусской синеклизы и всей западной части платформы.

Верхоянская складчатая страна нарушена также системой молодых разломов, согласных ее простиранию. Это разломы Момской системы грабеннов, начало формирования которых приходится на олигоцен [Артемов, Наймарк, 1977]. Вдоль разлома в верховьях р. Индигирки известны два неогеново-четвертичных вулканических центра.

Базальтовое поле Земли Франца-Иосифа географически является промежуточным звеном, объединяющим область лав Верхоянья с базальтовым полем Брито-Арктической провинции. Область архипелага представляет собой платформу, возраст фундамента которой неизвестен. Традиционно регион считают частью докембрийской платформы Баренцева моря. Самые древние известные здесь слои — карбонатно-терригенный триас, содержащий базальтовые туфолавы и согласно перекрытый юрскими отложениями. Наверняка можно установить, что это по крайней мере эпигерцинская платформа. Базиты триаса сходны с траппами Урало-Сибирской провинции и, по данным геофизики, объединяются с ними в единое поле [Ковалева, 1975]. Не исключено в связи с этим, что фундамент архипелага может содержать герцинские комплексы, а сам архипелаг — соответствовать северному продолжению структур молодой плиты Западной Сибири. Острова расположены достаточно близко к герцинидам (западнее) и, возможно, имеют древний докембрийский цоколь. В этом случае базитовый комплекс триаса можно сопоставить с трапповыми проявлениями регионов бассейна р. Печоры [Иванов, 1974].

На архипелаге распространен еще один комплекс базитовых образований — мощная толща базальтовых лав, которая несогласно перекрывает пологие складки, включающие угленосные толщи нижнего мела. Даты абсолютного возраста лав и данные о перекрытии более молодыми отложениями отсутствуют. Базальты бронируют острова под ледовым щитом. Обычно лавы на основании сопоставления с долеритами Шпицбергена относят к нижнему мелу [Гусев, 1971]. Однако сходство лавового комплекса с базальтовыми наземными плащами более западной Брито-Арктической провинции, а также более восточной — Верхоянской позволило геологам НИИГА включить их в общий платобазальтовый пояс Арктики позднемелового палеогенового возраста. Такое толкование представляется наиболее убедительным, так как при интерпретации геофизических полей связь верхней лавовой толщи Земли Франца-Иосифа с наземными палеогеновыми лавами Шпицбергена не вызывает сомнений.

Таким образом, архипелаг охвачен магматизмом эпох, соответствующих образованию двух разновозрастных лавовых провинций. По отношению к позднепермско-триасовой провинции Урала-Сибири участок может быть рассмотрен как периферия ее внутреннего края. Тогда в области Карского моря нужно предположить продолжение герцинид Урала-Западной Сибири. По отношению к позднемеловой-палеогеновой Брито-Арктической провинции базальты архипелага представляют периферию ее внешнего края. Главная область развития третичных лав располагается еще севернее, в дне Ледовитого океана, где должны находиться внутренние зоны базальтового плаща. В этом случае здесь следует предполагать тыльные области складчатых ранних альпид (по соответствию возраста лав верхоянским базальтам и траппам Декана).

Лавовый щит Земли Франца-Иосифа рассечен серией разломов, отчетливо

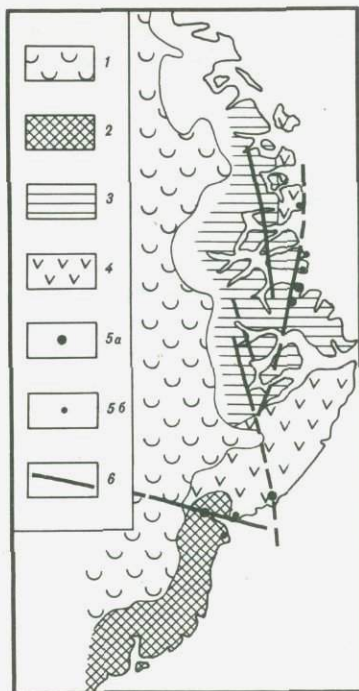
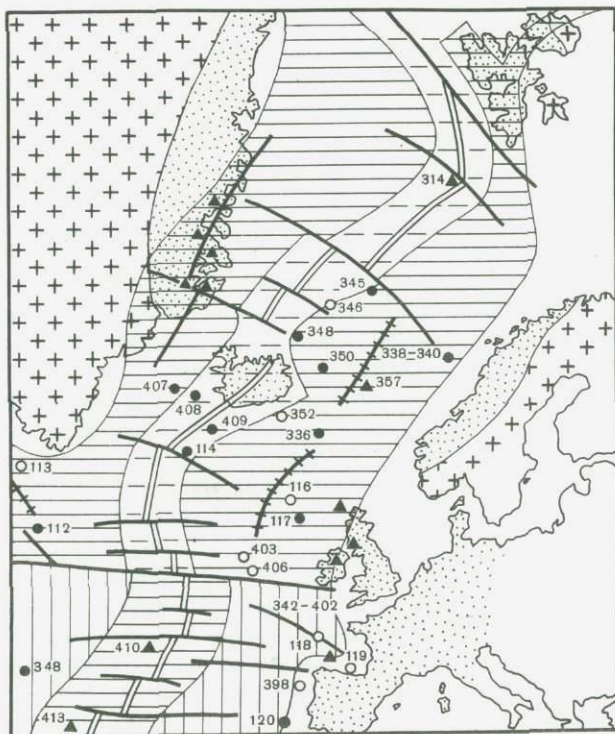


Рис. 15. Трапповая провинция Восточной Гренландии

1 — ледяной покров; 2 — выступы складчатого фундамента; 3 — верхнепалеозойские, мезозойские толщи на каледонидах, частью пронизанные траппами; 4 — наземные траппы, сохранившиеся от эрозии; 5 — проявления посттраппового магматизма (а — щелочные и щелочно-ультраосновные комплексы, б — сложные расслоенные плутоны иных типов); б — разломы

Рис. 16. Базальтовые поля Северной Атлантики
Крап — складчатые зоны фанерозоя; остальные обозначения см. на рис. 8



выраженных в морфологии островов. Некоторые из разломов расположены концентрически [Ковалева, 1975]. Преобладающая ориентировка взаимно прямолинейных разломов — северо-западная и северо-восточная. Простирающиеся дайковых серий долеритов совпадает главным образом с первой системой нарушений.

Восточная Гренландия, Британия и Шпицберген. Здесь расположены базальтовые поля, для которых можно отметить лишь их налегание внешними краями на эпикаледонские платформы. Самые периферические выходы лав и долеритов в Гренландии, на мелких островах восточнее Шпицбергена установлены уже на древнеплатформенных участках. Для всех этих полей характерна ограниченность с внутренней стороны океанскими впадинами. Для Британии и Гренландии известны секущие линеаменты с более молодыми плутонами щелочного и щелочно-ультраосновного магматизма, а также вулканы [Haller, 1970; и др.]. Линеаменты ориентированы продольно и поперечно к краям океана.

В океане западнее Британии в ложе дна встречены базальты, перекрытые эоценом. Базальты выходят на Фарерских островах, драгированы на банке Роколл. Глубоководным бурением вскрыты базальты этого возраста в скв. 177, 342, 343, 350 (см. рис. 16), надбазальтовые слои осадков эоцена — в скв. 116, 403—406 [Initial..., 1970—1978, vol., 13, 48]. Базальтовое поле, сформированное уже в эоцене, распространяется и далее к северу, до берегов Шпицбергена. Самый северный установленный выход в океане на участке скв. 345, где лавы с разрывом перекрываются грубообломочными слоями олигоцена с обломками базальтов.

Западным ограничением материково-океанского поля лав служит хребт Ян-Майен, где вскрыты крупнозернистые песчаники эоцена, под которыми, по данным геофизики, лавы отсутствуют, и пачки осадочных пород залегают наклонно. Далее за хребтом Ян-Майен в центре океана располагается более молодое поле лав олигоцена—миоцена (скв. 348). Миоценовые лавы выходят в Исландии, где известны и вулканические надстройки плиоценово-четвертичного возраста [Palmason, 1974; и др.]. Эта область молодых лав протягивается на юг, перекрывая хребт Рейкьянес, вплоть до зоны разломов Гиббса (скв. 407, 408, 409, 114). Она тянется также на север, вдоль оси Исландско-Ян-Майенского хребта (Кольбенсей). Далее к северу область молодых лав выходит на хребт Мона-Книповича. Здесь миоценовые лавы также вскрыты бурением (скв. 344). Вулканические сооружения островов (Ян-Майен) и подводных гор надстраивают этот молодой базальтовый плащ, они возникли в плиоценово-четвертичное время. На Шпицбергене, помимо мел-палеогеновых базальтов и долеритов, известны также и более молодые толеитовые платобазальты. Как уже говорилось, это требует дополнительного подтверждения. Известны и современные вулканические сооружения вдоль-разломных конусов, состоящих из щелочно-базитовых пород (см. рис. 16). Вполне вероятно, что область с миоценовыми лавами тянется вдоль хребта Гаккеля в Северный Ледовитый океан. Об этом говорит морфология хребта с отчетливой рифтовой долиной, в которой почти полностью отсутствуют осадки, перекрывающие лавы. Однако бурения в этих областях не было. Выходы лав на Шпицбергене и Земле Франца-Иосифа позволяют думать, что и здесь, как в Северной Атлантике, периферия океанского дна содержит мел-палеогеновые базальты. Их плащ тянется на восток. Наземные выходы

вновь появляются в тылу Верхоянских складчатых структур раннеальпийской (рубеж юры—мела) консолидации.

На западе Северной Атлантики, на побережье Гренландии, известны доэценовые лавы, их продолжение в дне океана подтверждает геофизика. Можно считать, что внутренние части материково-океанских мел-палеоценовых лавовых плащей краев Атлантики граничат в центре океана с более молодой базальтовой провинцией. Возраст лав окраинных частей Северной Атлантики позволяет предположить погружение внутри океанских пространств ранних альпид. Позиция их замкнувшейся осевой зоны определяется наличием Норвежского хребта (Extinct Ridge), где имеются рифтоподобная структура и надстраивающие ее в виде вулканических гор базитовые комплексы олигоцена (скв. 337, см. рис. 16). Этот хребет продолжает к северу полосу поднятия банки Рокколл.

Западная и Северная Гренландия, Канадский архипелаг. Базальтовое поле западной периферии Атлантики протягивается и вдоль северного побережья Гренландии. На Земле Пири имеются выходы третичных лав (формация Кап-Вашингтон), лежащих на каледонидах Иннуитского пояса и на краю древней платформы. Складчатые структуры под лавами перекрыты плитными слоями позднего палеозоя—мезозоя [Dawes, Soper, 1973]. Позиция лавового плаща соответствует внешней краевой области типичного лавового поля, внутренние зоны которого, вероятно, продолжают в Северном Ледовитом океане. Лавы затронуты слабой складчатостью и нарушены надвигами (в надвиговых пластинах известен палеозой). Продолжение этих послелавовых складчатых структур с северо-западными простираниями проследжено в крайней северо-восточной части Гренландии [Haller, 1970], здесь надвижение направлено на материк.

Поскольку поля рвущих мел даек с явно выраженной меридиональной ориентировкой известны на востоке Земли Элсмira, можно предположить продолжение всей провинции лав непосредственно от Северной Гренландии в Баффинов залив и далее к югу через Девисов пролив в Лабрадорское море. На западном побережье Баффинова залива, на Земле Баффина, также имеются третичные лавы и дайки долеритов, пересекающие толщу докембрия, перекрытую плитными слоями триаса—мела. На востоке залива в Западной Гренландии есть крупные выходы мел-палеоценовых лав (о-в Диско, полуострова Нугсуак, Свартенхук). Лавы залегают поверх плитных образований, перекрывающих с несогласием выветрелые комплексы докембрия.

Какова же тектоническая позиция лавового плаща, перекрывающего, по данным геофизики, ложе в акватории между Гренландией и Северной Америкой? С двух сторон пролива присутствуют два внешних края синхронных лавовых полей, в периферических зонах поля переходят с плитных чехлов на щиты докембрийских платформ. Можно также представить материковые участки базальтовой провинции как две части единого поля, сформированного в условиях смыкания внутренних краев двух его отдельных крыльев. В этом случае можно было бы предположить, что вдоль осевой полосы этого океанического пространства имеется погруженная складчатая структура раннеальпийского возраста. Ее осевая полоса — погребенный срединный хребет в Баффиновом заливе [Manchester, Clarke, 1973] и надежно установленное его продолжение в Лабрадорской котловине. Палеоценовые ла-

вы dna вскрыты скв. 112 (см. рис. 16). Подводный хребет в Лабрадорской котловине имеет рифтовую структуру, созданную блоковой тектоникой, которая деформирует лавовый плащ [Initial, 1970–1978, vol. 12]. Разломы, нарушающие сплошность базальтовых полей, известны в Западной Гренландии, где они ориентированы продольно и перпендикулярно к краю континентального склона. Они выводят дифференциаты основной щелочной магмы (дайковые рои), контролируют ультрабазитовые и сиентитовые штоки, центральные вулканы (вулканический купол Эрга) [Haller, 1970].

Продолжение возможной погруженной структуры следует вывести на юго-восток, в Атлантику, до соединения с синхронным полем лав. Это позволило бы представить Гренландию окаймленной полосой раннеальпийских погруженных складчатых структур, среди которых она занимает место крупного срединного массива.

Рассматриваемый лавовый плащ в Атлантике кулисно подставляется с запада двумя более древними базальтовыми полями. У побережий Лабрадора это поле позднеюрско-мелового возраста. Под его восточным внутренним краем в океане автор предположил наличие погруженных киммерид. Южнее в океане, в тылу материковых герцинских Аппалачей имеется поле позднепермско-триасовых базитов. Таким образом, у юго-восточной окраины Северной Америки происходит сложное сочленение трех разновозрастных базальтовых провинций. Из них две более молодые представляют собой внешние края лавовых плащей, примыкающих и перекрывающих предполагаемые геосинклинальные структуры Центральной и Северной Атлантики. Позднее стабилизированные ранние альпиды располагаются ближе к центру океана и имеют апофизу — отдельную ветвь, направленную в Лабрадорское море. Более древнее базальтовое поле является флангом внутреннего края материково-океанской провинции, прилегающей к реальным геосинклинальным складкам края континента.

В северном направлении зона мел-палеоценовых лав от Баффинова залива может быть протянута с косым "трансформным" сочленением по разломам Канала Кеннеди в Северный Ледовитый океан вдоль хребта Менделеева-Альфа. Это поднятие, по данным геофизики, считается аналогом срединно-океанических хребтов [Hall, 1973]. С учетом сделанных предположений Северный Ледовитый океан предстает в виде двух параллельных и симметрично замкнувшихся к центрам геосинклинальных систем раннеальпийской консолидации (рифтовых хребтов Гаккеля и Менделеева-Альфа), разделенных в центре океана тыловым блоком поднятия Ломоносова. Предполагаемые системы можно продолжить в Азии реальной системой ранних альпид Верхоянья. Последние замкнулись асимметрично, с опрокидыванием складчатости в одну сторону на запад, на фронтальную Сибирскую платформу.

В пределах Канадского Арктического архипелага, на востоке бассейна Свердруп имеется область развития базитов триаса (см. рис. 14). Выходы основных пород и общие масштабы проявлений магматизма не установлены, так как магматические образования перекрыты молодыми толщами осадочного мезозоя и кайнозоя. Наличие базальтовой провинции выявлено по присутствию долеритов и базальтов в виде обломков в диапировых куполах с каменноугольно-пермскими солями, а также подтверждено анализом геофизических полей [Sweenly, 1977]. Провинция базальтового магматизма расположена в тылу складчатых эпигеосинклинальных герцинид поя-

са Корнуоллис-Франклин. Выявляется полная аналогия пространственного положения этого поля базитовых проявлений с позицией триасового комплекса основных магматитов Западной Сибири, сформированного в тылу уральских складок. В данном случае сходство дополняется еще и перекрытием базитового поля мезозойско-кайнозойским плитным чехлом.

Существуют данные о начальном этапе процесса грабенообразования, приведшего к оформлению обновленной в современном этапе структуры Канадского архипелага. Формирование системы взаимно ортогональных разломов, отходящих от Баффинова залива на запад вдоль пролива Джонса и далее разветвляющихся в архипелаге, устанавливается с рубежа триаса—юры [Kerr, 1973]. Разломы либо параллельны, либо круто ориентированы к границе Северо-Американской платформы. Эпоха образования разломов совпадает с моментом обособления послетрапповых грабенов на Сибирской платформе и в Западной Сибири, а также с оформлением рифтовых систем внутри сопряженных с герцинидами базальтовых провинций Аппалачей—Уошито, Мавританид, Южного Китая.

Запад Северной Америки. Самые молодые на Земле олигоценово-миоценовые материка поля основных лав известны в Кордильерах Северной Америки (см. рис. 5, E, 13, 14). Это базальты плато Колумбия и более северных областей Канады, которые перекрывают эродированный эпиларамийский ороген [Кинг, 1960; и др.]. Типичный краевой прогиб Кордильер с выразительными надвигами на восток развит на восточной платформенной раме. Трапповое поле располагается, таким образом, в тылу складчатых цепей. Здесь, по западному краю Северо-Американского материка, как и на юго-востоке материка, в поясе Аппалачи—Уошито, известна только фронтальная часть обширного складчатого пояса. Океан занимает пространства тыльных тектонических сооружений. В плиоценово-четвертичное время поверх лав плато Колумбия сформировалась сеть разломов, согласных и круто секущих как геосинклинальное сооружение, так и границу материк—океан. Вдоль этих поздних разломов — в бассейне р. Снейк, в провинции Бассейнов и Хребтов группируются выходы поздних дифференцированных вулканитов и сложных плутонов щелочно-андезитового, щелочно-основного и щелочно-ультраосновного типов [Кинг, 1960; Walker, 1973; Leeman, Vataliano, 1976; и др.].

Базальтовое поле плато Колумбия, представленное сплошным лавовым щитом, имеет продолжение в крайних западных областях материка, подходя непосредственно к побережью. Здесь базальты, принадлежащие в прошлом к единому плащу [Snawely et al., 1973; и др.], охвачены молодой складчатостью неогена. Вместе с перекрывающими их флишоидами они представляют собой в современной структуре раннегеосинклинальный комплекс Тихоокеанской складчатой системы, охватывающей запад США, западное побережье п-ова Калифорния в Мексике, юго-восток Аляски [Кинг, 1972; и др.]. Независимо от того, что эти базитовые серии сейчас деформированы у побережья, их более западное продолжение в виде плаща в океанском дне установлено убедительно. Несколько глубоководных скважин на северо-востоке Тихого океана (скв. 32, 33, 34, 36, 172, 178, см. рис. 14) вскрыли такие базальты. Другие скважины (35, 173, 177) установили наличие миоценово-плиоценовых осадков поверх второго геофизического океанского слоя, включающего лавы, либо вскрыли надстраивающие лаво-

вый плащ подводные вулканические горы. Горы сосредоточены вдоль системы знаменитых разломов-гигантов Тихого океана (Мендосино, Пионер, Молокаи, Меррей, Кларин [Initial..., 1970—1978, vol. 5,18]). Продолжения этих разломов внутри континента тоже выражены линейными, концентрирующими молодые вулканы и кимберлитовые трубки [Meuer, 1976; и др.].

Западным ограничением всего материково-океанского базальтового поля служит в океане провинция с более древними лавами в ложе. Эта провинция установлена по наличию плаща базальтов, сформированного к эоцену. Лавы под осадками обнаружены в скв. 39, 40, 41, 162, 183. По скв. 38, 42 подтверждено плащеобразное распространение осадков эоцена, хотя до лав эти скважины не пройдены. В свою очередь, эта область океанских лав, сформированная в конце мела—палеоцене, также ограничивается с запада еще более древним лавовым полем. Западнее появляется регионально развитый поперек лав чехол осадков, включающий средне- и верхнемеловые (скв. 66, 163, 164, 315 и др. [Initial..., 1970—1978, vol. 7,17, 33]). Область досреднемелового (позднеюрско-раннемелового с вулканическими надстройками верхнемеловых гряд) лавового океанского дна охватывает большие площади центра Тихого океана.

Таким образом, материково-океанский лавовый плащ олигоцена—миоцена на северо-восточной части Тихого океана, имеющий свой внутренний край на континенте в тылу ларамид, ограничен со стороны своего внешнего края последовательно более древними собственно океанскими базальтовыми провинциями. К югу от Калифорнии, где базальтовый плащ олигоцена—миоцена уже не прослеживается на материке и расположен в океане, в его центре намечается осевая зона Восточно-Тихоокеанского поднятия. Поднятие пространственно занимает позицию осевой зоны ларамид, продолжая ее по простиранию к югу от Северо-Американских Кордильер. Структурно продолжающаяся к югу предполагаемая погруженная в океан область ларамид как бы обнаруживает здесь восточное крыло с внутренним краем базальтовой полосы, обращенной к центру Восточно-Тихоокеанского поднятия. Ларамийские складки в этом случае должны быть полностью перекрыты лавами с двух сторон и в прошлом должны были иметь дивергентное центростремительное строение. Подобную ситуацию можно представить в зоне более северного хребта Хуан де Фука — замкнувшаяся с вергентностью к центру ветвь ларамид.

Проведенное рассмотрение в плане крупных трапповых полей материков, сформированных в мезозое и кайнозое, позволяет сделать следующие обобщения.

1. Трапповые поля располагаются вдоль замкнувшихся геосинклинальных систем на их тыльных платформенных рамах, также на тыльных краях самих складчатых сооружений. Пермско-триасовые траппы тяготеют к герцинидам, триасово-юрские — к поздним герцинидам, юрско-меловые к киммеридам, мел-палеогеновые — к ранним альпидам, палеогеново-неогеновые — к ларамидам.

2. Трапповые поля мезозоя и кайнозоя разных этапов становления в отдельных случаях накладываются одно на другое внешними, платформенными краями (юго-восточная часть Северной Америки, район Каоко Африки, Земля Франца-Иосифа) либо внутренними (Западная и Восточная Антарктида). Поля разного возраста, осложняя тыльные рамы замкнувшихся

систем геосинклинального пояса, могут разделяться областями, еще не завершившими геосинклинальное развитие (Китай—Бирма—Индостан в мелу—палеогене; ранние альпиды Афганистана — Западный Индостан в палеогене— неогене).

3. Трапповые поля в одних случаях образуют глобальные пояса вдоль периферии современных океанов (Африка, Южная Америка, Индостан, Австралия, см. рис. 8, 10, 12, 14), а в других случаях совпадают либо с замкнувшимися геосинклинальными поясами (Западная Сибирь), либо с флангами геосинклинальных поясов, еще сохранивших активность во внутренних зонах (Индостан—Южный Китай, Афганистан—Индостан).

4. Трапповые поля мезозоя и кайнозоя обнаруживают в плане зональность, связанную с наложенной ортогональной сетью разломов, согласных либо секущих простираение полей. Вдоль сети разломов группируются послетриасовые дифференцированные щелочно-базитовые и ультрабазитовые проявления (одиночные и щитовые вулканические постройки), а также гигантские стратиформные плутоны. Все они вместе выделяются в так называемый комплекс надстраивающих базитов.

Сгущение сети разломов на внутренней части траппового поля, на перекрытом базальтами эпигеосинклинальном складчатом сооружении создает систему сближенных горстов и грабенных (Западная Сибирь в конце триаса, провинция Бассейнов и Хребтов Кордильер в настоящее время).

5. Вдоль простираения трапповых поясов наблюдается ступенчатая смена разновозрастных комплексов. Такие разновозрастные звенья поясов могут располагаться в пределах одного континента (Африка, см. рис. 10).

Рассмотрев в плане трапповые поля мезозоя и кайнозоя, можно сделать заключение об их соотношениях с краями океанических впадин. На рис. 17 графическим способом сравниваются все молодые трапповые поля с наиболее представительным трапповым полем Урало-Сибирской платформы (1 на рис. 17). В Урало-Сибирском районе существуют две платформенные рамы — тыльная и фронтальная, между которыми замкнувшаяся в герциновом тектоническом этапе полициклическая палеозойская геосинклиналь. Сравнивая эту комплексную мегаструктуру с областью южнокитайского траппового поля, можно обнаружить в последнем наличие тех же тыльных тектонических форм, которые существуют в Сибири. Однако вдоль фронта герцинских складок здесь расположена не платформенная рама, а область с более молодыми геосинклинальными сооружениями (2 на рис. 17).

Сравнение Урало-Сибирской мегаструктуры с областью траппового поля Таудени Западной Африки показывает, что в последнем случае на материке имеются лишь тектонические формы, которые соответствуют тыльным структурам герцинид Сибири (3 на рис. 17). Пространство, где могли бы располагаться фронтальные формы, занято впадиной Атлантического океана. Недостающие зоны герцинид Африки можно найти на противоположном берегу океана и решить возникшую проблему "исчезновения структур" способом перемещения материков. Действительно, на побережье Северной Америки присутствуют сходные по возрасту фронтальные структурные зоны герцинского складчатого сооружения Аппалачей (4 на рис. 17). Это обстоятельство, как известно, активно обсуждается сторонниками мобилистских реконструкций и служит очень выразительным аргументом в пользу мобилизма. Однако этот случай единственный на земном шаре, где наметившуюся

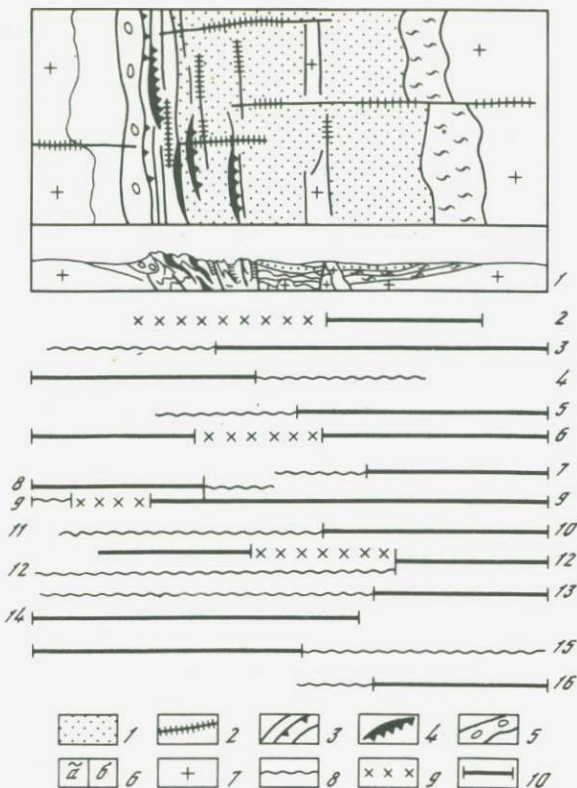


Рис. 17. Схема сравнения мезозойских и кайнозойских трапповых полей Земли с Урало-Сибирским

Трапповые поля разных регионов (цифры на схеме):

1 — Урало-Сибирское, 2 — Южно-Китайской платформы, 3 — Таудени западной Африки, 4 — Аппалачей-Уошито Америки, 5 — Карру Южной Африки, 6 — Нижней Гондваны востока Индостана, 7 — западной Австралии и Тасмании, 8 — Западной Антарктиды, 9 — восточной Антарктиды; 10 — востока Южной Америки и Гвинейского побережья Африки; 11 — Декана на севере, 12 — Декана на юге; 13 — Гренландии, Шотландии, Шпицбергена; 14 — Верхоянья; 15 — Кордильер Северной Америки; 16 — Шпицбергена и юга Австралии

Сопряженные в пространстве структуры траппового поля Сибири: 1 — поля преобладающих толеитовых траппов, 2 — разломы, выводящие магмы "надстраивающих базитов", 3 — складки Урало-Сибирского орогена с надвигами на запад, 4 — офиолитовые комплексы, вскрытые в орогене, 5 — краевой прогиб фронтальной платформы, 6 — платформенные слои рам (а — тыльной, б — фронтальной), 7 — выступы фундамента платформы; структуры: 8 — под океаном, 9 — перекрытые молодыми комплексами на материках, 10 — полностью отсутствующие на материках

ся проблему восстановления "исчезнувших структур" можно бы разрешить таким образом.

Обратимся к позиции траппового поля Карру в Южной Африке (5 на рис. 17) и сравним его с комплексной мегаструктурой Урала-Сибири. Обнаруживается сходство положения обоих трапповых полей в тылу складчатых систем. Однако фронтальные структуры Африки "недостающие" для полного совпадения (как и в случае с Таудени-Мавританидами) на материке

отсутствуют. Их пространственную позицию здесь занимают краевые участки Атлантического и Индийского океанов. Можно опять пытаться найти "исчезнувшие" сооружения на любом из ближайших южных континентов, чтобы восстановить прежние структуры созданием расколовшегося материка Гондваны. Однако "смыкание" нынешних материков не приведет к желаемому результату. Ни в Южной Америке, ни в Антарктиде, ни на побережьях Австралии и Индостана не обнаруживаются необходимые тектонические формы фронтальных зон позднегерцинского складчатого сооружения, недостающие у Капид. На всех материках, которые непосредственно прилегают к Африке во множестве реконструкций, трапповые комплексы, как показано выше и как можно увидеть из рис. 17 (7, 8, 9), являются образованиями тыльных платформенных рам. Более того, сами траппы во всех случаях оказываются гораздо более молодыми по возрасту внедрений, чем известные в Южной Африке поздне триасово-раннеюрские. В Южной Америке, Антарктиде, Австралии траппы относятся к поздней юре—раннему мелу; мел-палеогеновые траппы развиты в Западном Индостане.

В других регионах континентальные края обнаруживают лишь фронтальные тектонические формы орогенов с их поздними базитами, тогда как тыльные зоны орогенов пространственно замещаются прибрежными областями океанов. Такова позиция грабеновых траппов Аппалачей — Уошито, а также траппового поля североамериканских Кордильер (4, 16 на рис. 17).

Можно найти и более сложные примеры сочленения в пространстве разновозрастных трапповых полей, где часть смежных структур также явно уничтожена впадинами океанов. Таково положение траппов Западной Антарктиды (8 на рис. 17). Миоценовое трапповое поле на материке не имеет тыловых областей, тогда как сам молодой альпийский ороген на западе Антарктиды пространственно совпадает с фронтальными областями киммерид.

Приведенные данные позволяют сделать дополнительный вывод, касающийся положения молодых трапповых полей в соседстве с океанами: зональность трапповых полей, выявляемая в плане, дает основание утверждать, что края океанов выступают как области, скрывающие тыльные либо фронтальные зоны типичного набора латерально сопряженных тектонических форм, принадлежавших эпигеосинклинальному складчатому сооружению и его платформенным рамам. Полное развитие всех сопряженных тектонических единиц обнаруживается для некоторых внутриматериковых трапповых провинций. Попытки восстановления недостающих структур материковых окраин с помощью мобилистских реконструкций не дают положительного результата.

БАЗАЛЬТОВЫЕ ПРОВИНЦИИ ПЕРИФЕРИИ ТИХОГО ОКЕАНА

Как продолжается в океане олигоценно-миоценовая лавовая провинция, которая имеет материково-океанское строение только в области североамериканских Кордильер и прилегающей акватории? Продолжение зоны молодых лав в Тихом океане, окаймленных с запада более древним ложем, прослеживается и далее на юг. Там, где не было бурения, основанием для датировок лав дна является интерпретация магнитных данных, в общем везде верно отражающих тенденцию изменения возраста лав.

Лавовое поле на юге океана может быть условно протянуто до Новой

Зеландии. Восточнее Тихоокеанского поднятия с его молодым базальтовым плащом, в регионах, приближенных к Южной Америке, поверх лав дна установлены бурением и подтверждены геофизикой регионально развитые слои эоцена [Initial . . . , 1970–1978, vol. 34]. Область плиты Наска имеет, таким образом, доэоценовый (поздне меловой – палеоэоценовый) плащ лав, что подтверждается наличием здесь структуры отмершего Галапагосского хребта, надстроенного вулканиками островов уже в миоцене [Mammerick et al., 1975] поверх ранее сформированного базальтового ложа. Под Галапагосским хребтом следовало бы предполагать в связи с этим перекрытые лавами раннеальпийские геосинклинальные складки с вергентностью к центру хребта. Базальты, залегающие в глубоководном желобе у побережий Перу и Чили, вероятно, также принадлежат комплексу базитов плиты Наска. Это подтверждается бурением (скв. 320, 321 [Initial . . . , 1970–1978, vol. 34]), драгированием в желобе и прослеживанием горизонтов геофизическими методами. В желобе установлены осадки плиоцена [Kulm et al., 1974]. Это показывает время оформления структуры желоба, общее для всей периферии Тихого океана. Возраст базальтов дна, вероятно, более древний.

Область молодых олигоценно-миоценовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия на широте экватора имеет ответвление на восток, вдоль поперечного хребта Карнеги (скв. 82, 83, 155, 157), где широко развит доплиоценовый базальтовый плащ и надстраивающий комплекс плиоценово-четвертичных базитов в виде подводных гор.

Таким образом, присутствие самого молодого плаща лав на востоке Тихого океана твердо устанавливается близ замкнувшихся ларамид Северной Америки, близ консолидированных в то же время геосинклиналей Эквадора – Колумбии на севере и Магеллановой геосинклинали – на юге Южной Америки. Во всех этих областях базальтовые плащи сформированы в тылу складчатых структур, опрокинутых на стабильные рамы. Перед Кордильерами Северной Америки и перед складчатыми сооружениями Колумбии – Эквадора вдоль фронта складок располагаются древние платформы с накатывающимися на них третичными краевыми прогибами. В регионах Патагонии перед складчатыми ларамидами Магеллановой геосинклинали возникли повторноорогенные впадины на областях каледонско-герцинской консолидации. Сюда частично заходит плащ базальтов от тыльных областей, погруженных в океан. Обстановка здесь сходна с той, что известна в Западной Антарктиде. Там также молодые эпиларамийские базальты частично захватывают ранее стабилизированные зоны киммерид и практически целиком перекрывают ларамийскую геосинклинальную структуру, от которой сохранились лишь части на Антарктическом полуострове.

Участки развития молодых лав крайней западной части Антарктиды и прилегающей части океана, тыльного бассейна дуги Скоша, юго-западного побережья Южной Америки по всему своему простираению сопрягаются с ларамидами и географически объединяются в единую полосовидную зону. Продолжение этой зоны наиболее вероятно на северо-запад от Огненной Земли, вдоль подводного хребта Чили, до соединения с областью Восточно-Тихоокеанского поднятия, покрытого, как уже говорилось выше, столь же молодыми олигоценно-миоценовыми лавами. Западнее поднятия вновь протягивается меридиональная полоса более древних базальтов дна. Уже в

эоцене эта область была перекрыта осадочным чехлом (скв. 73, 74, 161) и на ней вдоль разломов росли вулканические горы, сложенные эоцен-миоценовыми вулканитами (см. рис. 12, 14, скв. 75, 77, 78, 79, 80).

Относительно полосовидной зоны позднеэоценовых базальтов Восточно-Тихоокеанского поднятия участок океанской плиты Наска с Галапагосским отмершим хребтом также является более древним. Судя по возрасту лав, он мог быть сформирован в связи с тектогенезом раннеальпийской эпохи (под хребтом по сопоставлению с Верхояньем и западом Индостана предположительно находятся ранние альпиды). Поэтому представляется вполне естественным примыкание области мел-палеогенового океанского ложа плиты Наска к зоне перуанско-чилийских (раннеальпийских — невадийских) складок Анд. Андийские цепи характеризуются опрокидыванием складчатых систем на восток, на платформу. Лавовый плащ здесь полностью океанский и занимает по отношению к Андам пространство с их тыльной стороны, что типично для всех базальтовых (на материках — трапповых) полей. Галапагосский хребет является тогда одной из побочных раннеальпийских складчатых систем. Плита Наска оказывается в тыльной позиции относительно двух ветвей замкнувшихся геосинклиналией — материковой ветви Анд Южной Америки и предполагаемой Галапагосской, погруженной в океан.

В юго-западной периферии Тихого океана (рис. 18, 19) молодые олигоценно-миоценовые базальты вскрыты скв. 278, 279. Область лав этого же возраста в ложе океана устанавливается севернее Новой Зеландии, внутри бассейнов, окаймленных поднятием Норфолк с запада и системой островных дуг и желобов Тонга-Кермадек, Новогбридского — с востока (скв. 205, 285, 286). Западнее, в Тасмановом море и до юго-восточного побережья Новой Гвинеи в Коралловом море бурением вскрыты доэоценовые базальты (скв. 283, 287) либо осадочные образования над лавами, включающие слои палеоэоцена и эоцена (скв. 209, 210 [Initial . . . , 1970—1978, vol. 21]). Внутри Тасманова моря протягивается хребет Лорд-Хау, где океанским бурением обнаружены не перекрытые регионально развитыми базальтами более древние комплексы мела, содержащие кислые магматиты под карбонатными породами маастрихта (скв. 207, 208). Этот хребет имеет ответвление на юг, в район зоны поднятий с базальтовым доэоценовым плащом, надстроенным подводными горами и островами Денвер-Хантер, Таупо и др. Судя по возрасту лав, это поднятие, как и сам хребет Лорд-Хау, занимает положение предполагаемых раннеальпийских складчатых сооружений (фазы Рангитата Новой Зеландии). В связи с зональностью возраста базальтов дна области ларамийской складчатости, к которым обычно тяготеют олигоценно-миоценовые поля лав, должны охватывать регионы плато Ява и более южные участки. Здесь поля молодых базальтов располагаются в тылу опрокинутых в разные стороны ограничивающих структур островных цепей, частью перекрывая их. Регион в тектоническом плане соответствует дивергентной (по Обузну [1967]) складчатой системе с тыльными массивами в центре [Krebs, 1975].

К востоку и северу от этих областей расположено обширное поле центральной части Тихого океана с лавами верхней юры—нижнего мела, что подтверждается вскрытыми здесь базальтами (см. рис. 18, 19, скв. 64, 66, 68, 289), а также регионально развитыми карбонатными породами нижнего —

верхнего мела (скв. 294, 275, 288). Наличие этого базальтового плаща свидетельствует о мощном импульсе киммерийского (триасово-юрского) тектогенеза. В Новой Зеландии он выражен досреднеюрскими несогласиями, появлением угленосных толщ в средней юре, наличием гранитов с радиологическим возрастом 188 млн. лет [Браун и др., 1970]. Современные желоба, обособленные в плиocene, располагаются на участках этого древнего, досреднемелового базальтового океанского субстрата. Этот субстрат из позднеюрско-раннемеловых базальтовых лав Тихого океана вовлечен в молодые ларамийские надвиги (поднятие островных дуг — Кермадек, Соломоновых островов, Марианской, Бонинской [Hughes, Turner, 1977; Мезозойские . . . , 1979]).

Зона молодого олигоценово-миоценового лавового океанского дна, ограниченная с северо-востока древним позднеюрско-меловым лавовым ложем Тихого океана, включающим плато Онтонг-Ява, обнаруживается в бассейне сложно построенного Каролинского моря. Здесь молодое поле лав расположено к северу от опрокинутых, с вергентностью на юг ларамийских эпигеосинклинальных складчатых сооружений Новой Гвинеи. Для этого поля характерна, таким образом, обычная тектоническая позиция тыльного ларамийского полностью океанического лавового плаща. Однако ларамийские структуры протягиваются по дуге островов Новая Ирландия—Манус, замыкая складчатый овал. В тылу складок (в середине овала) залегают лавы миоцена.

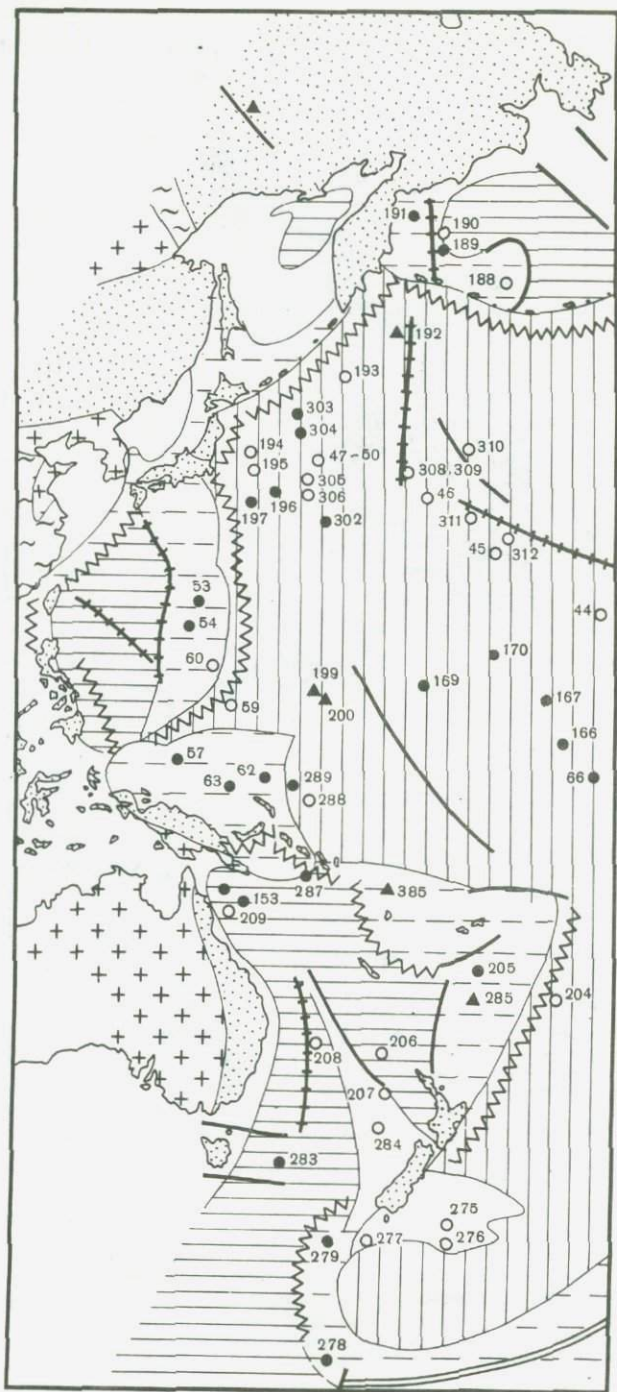
Молодое поле лав сочленяется юго-восточнее желобов Яп и Марианского (скв. 57) с синхронным базальтовым плащом восточной части Филиппинского моря (скв. 53, 54). Здесь лавы дна можно представить как тыльное базальтовое поле относительно гряд Палау и Марианской. Последняя соответствует ларамийской складчатой зоне, перекрытой почти целиком лавами и вновь приподнятой в результате блоковых подвижек, дробящих лавовый плащ. Материалы по островам Марианской дуги подтверждают это предположение. Здесь давно установлено (о-в Сайпан) присутствие дозоценовых кислых лав под молодыми базальтами [Пушаровский, 1972]. Обломки сходных пород в позднеэретичных вулканитах известны и на островах гряды Палау. Западно-Марианская дуга и междуговой желоб — область эвгеосинклинали. Это зона современной вулканической и тектонической активности на постларамийском миоценовом плаще базальтов.

К западу от гряды Палау вскрыт бурением (скв. 290, 294, 295) осадочный покров нижнетретичных пород в океанском дне, что говорит о развитии под ним по крайней мере дозоценового базальтового фундамента. Это соответствует допущению о мощной фазе раннеальпийской (юрско-меловой) складчатости в пределах Филиппинских островов, что подтверждается геологическими материалами [Пушаровский, 1972; Мезозойские . . . , 1979].

Еще далее на севере океанское базальтовое дно олигоценово-миоценового возраста устанавливается в Японском море с вероятным продолжением к северу в глубь восточной глубоководной котловины Охотского моря.

Рис. 18. Базальтовые поля западной части Тихого океана

Условные обозначения см. на рис. 8, складчатые зоны не показаны



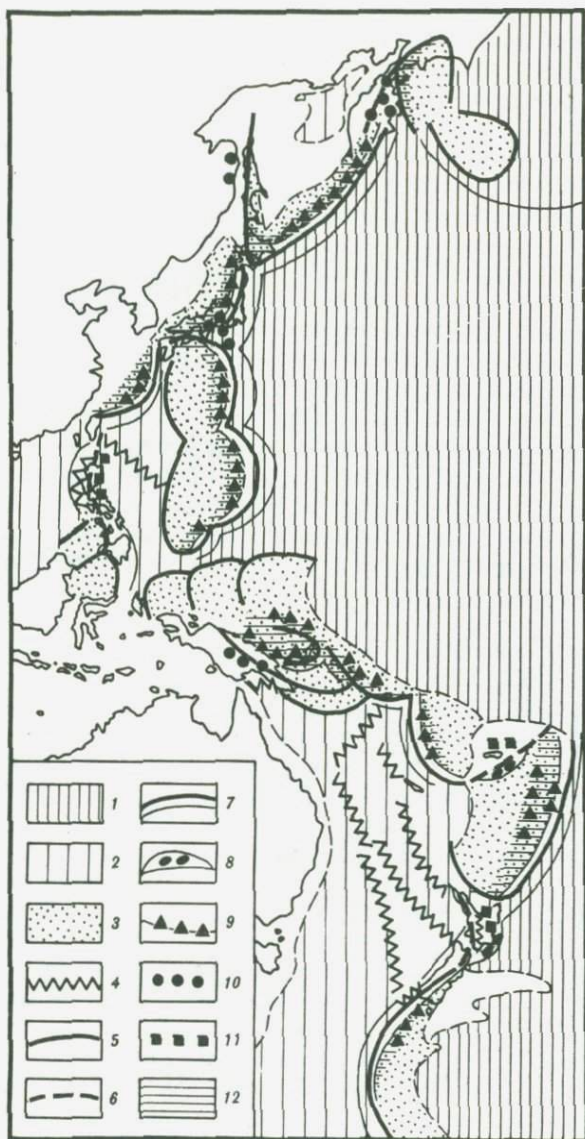


Рис. 19. Базальтовые поля и островодужные вулканические пояса западной части Тихого океана

Плащи базальтов: 1 – нижнего мела, 2 – палеоцена, 3 – миоцена (начало этапов излияния приходится на окончание предшествующих геологических периодов); дуговые поднятия разных эпох складчатости: 4 – позднекимерийские (раннеальпийские), рубеж юры–мела, 5 – ларамийские, рубеж мела–палеогена, 6 – позднеальпийские (тихоокеанские, камчатские), рубеж палеогена–неогена; 7 – желоба перед фронтом складчатых дуг; 8 – краевые прогибы (заволненные желоба); островодужные вулканические пояса: 9 – звгсеосинклинальные цепи, 10 – перигеосинклинальные краевые, 11 – постгеосинклинальные орогенные; 12 – звгсеосинклинали на базальтовых плащах миоцена в тылу ларамийских складчатых дуг

В Японском море известны над базальтовым фундаментом только среднемиоценовые и более молодые слои. Вдоль склонов и разломных эскарпов банки Ямато северо-восточного простираия, обусловленных послемииоценовой блоковой тектоникой [Васильев и др., 1972], неоднократно поднимались драгами меловые вулканиты кислого и среднего состава (120–70 млн. лет). Такие обломки показывают вероятность нахождения ларамийской складчатой структуры, погруженной в море. Кроме комплекса кислых вулканитов, здесь обнаружены также интрузивные магматические породы основного состава с радиологическим возрастом 32 и 36 млн. лет. Они отвечают олигоцену-миоценовой фазе базальтового магматизма, широко проявившейся в Японском море и на его побережьях (см. рис. 19), в тылу ларамид самой Японской дуги с восточной вергентностью.

Области восточнее этой полосы самых молодых лав запада Тихого океана, как и периферия Каролинско-Фиджийского региона, принадлежат к древнему океанскому ложу. К востоку от Курильского, Японского, Марианского желобов обнаружены бурением либо досреднемеловые (юрско-раннемеловые) базальты (скв. 302, 303, 304, 197), либо осадочные толщи мела (скв. 194, 199). Желоба по фронту ларамийских (обновленных сейчас) складчатых дуг, обособленные на древнем базальтовом ложе океана, отвечают краевым либо перикратонным прогибам. Структуры замкнувшихся киммерид можно предполагать под разломными мощными вулканическими сооружениями хребта Гавайских островов и продолжающих его поднятий Императорского хребта. На о-ве Таити Гавайского архипелага известны триасово-юрские вулканиты под более молодыми базальтовыми комплексами [Vitart, 1977]. Эти грандиозные океанские хребты возникли в мелпалеогеновое время (см. рис. 18, скв. 308, 309, 430, 431, 432, 433) поверх подстилающего юрско-раннемелового лавового фундамента. Базальтовый фундамент развит к северу и к югу от хребта (скв. 313, 171) и регионально перекрыт здесь меловыми осадочными сериями (скв. 46, 310), что подтверждено также драгированием вершин гайотов [Initial . . . , 1970–1978, vol. 18].

По северной периферии Тихого океана самый молодой базальтовый плащ олигоцена–миоцена, выходящий в материковом плато Колумбия Кордильер, тянется в океане вдоль побережий Канады. Лавовый плащ на побережьях, в штатах Орегон и Вашингтон США, а также на юго-востоке Аляски вовлечен в структуры молодых складок Тихоокеанской геосинклинали [Кинг, 1972; Snawely et al., 1973; и др.]. Еще западнее, непосредственно вдоль континентального склона США известен узкий трог-желоб, заполненный целиком 8-километровой толщиной турбидитов, перекрывающих молодые лавы, что делает его похожим на зону современной эвгеосинклинали.

Дальнейшее продолжение молодого плаща лав к западу неясно. В областях океана южнее Алеутского желоба бурением не вскрыты достаточно глубокие слои. В скв. 186, 187 задокументированы только миоценовые породы, что не позволяет пока высказать мнение о возрасте базальтового фундамента в северо-восточной части Тихого океана. Распространенный южнее плащ лав древнего центрального участка тихоокеанских областей, вполне возможно, протягивается на север до молодой Алеутской дуги и

погружен в желоб, аналогично древним лавам в желобах Тонга, Марианском и Японском.

Весьма вероятно, что молодые олигоценово-миоценовые базальты перекрывают глубоководную часть Берингова моря, где широко развит осадочный плащ среднего—позднего миоцена (см. рис. 18, скв. 184, 188, 190). Это представление хорошо отвечало бы установленному в последние годы продолжению ларамийских структур Аляски, опрокинутых к северу, на шельф Берингова моря. Структуры тянутся к Олюторскому полуострову на соединение с ларамидами Северо-Востока СССР [Верба, Ермаков, 1976]. В то же время в областях с заведомо олигоценово-миоценовым базальтовым дном (Командорская котловина, скв. 191) мощность осадочного чехла заметно меньше, что не позволяет полностью отклонить представления о наличии в Алеутской котловине более древнего океанского фундамента.

Ларамийские складки востока Корякии, шарьированные в западном направлении, характеризуют область Командорской котловины с ее лавовым дном как базальтовый плащ тыльного блока геосинклиальной системы. Олигоценово-миоценовые лавы перекрывают также хребет Ширшова, ограничивающий котловину с востока. Последний имеет признаки рифтового строения, он может отвечать меридиональной ветви ларамид, перекрытой лавами.

Олигоценово-миоценовый лавовый покров в крайней восточной части Камчатки и юго-восточной части Корякии — в Олюторской зоне, как и на побережье США, охвачен позднеэретичными деформациями. Эти структуры принадлежат самой молодой в активном кольце океана Камчатской геосинклиальной системе — аналогу тихоокеанской геосинклинали [Кинг, 1972], тянущейся вдоль побережья Северной Америки.

Базальтовые поля дна Тихого океана разновозрастны. Самое древнее базальтовое ложе отвечает позднеюрско-раннемеловой эпохе образования. Оно охватывает центр океана и ближе всего подходит к материку на западе, у берегов Японии, где его край втянут в глубоководные желоба. Более южные глубоководные желоба западной части океана также осложняют главным образом это древний базальтовый плащ, кроме желобов Новогвинейского, Западно-Меланезийского и Маккуори, возникших на ложе с третичными лавами (см. рис. 18, 19).

Более молодые поля базальтов располагаются по краю этого древнего океанского ложа. Они возникли на рубеже позднего мела — палеогена и на рубеже палеогена—неогена. Возраст лавовых комплексов океанского дна, как и в океанах атлантического типа, ограничивается сверху возрастом подошвы осадочного плаща.

Таким образом, независимо от того чем подстилается любой базальтовый мегапокров океанского дна, поздняя фаза региональных базальтовых излияний современного дна океана совпадает с одной из дискретных эпох траппового магматизма материков. Каждая из таких фаз (для Тихого океана устанавливается лишь три последних) проявлена на ограниченном пространстве океанского ложа. Масштабы центральной Тихоокеанской базальтовой провинции уникальны. Она может отвечать совокупности нескольких разновозрастных базальтовых провинций, сопоставимых с трапповыми полями материков. Поля должны быть разделены геосинклиальными сис-

темами, консолидированными одновременно (на киммерийском этапе) и перекрытыми базальтовыми лавами с надразломными вулканическими надстройками из базитовых дифференциатов.

Участки мел-палеогенового и палеогеново-неогенового базальтового лова расположены в тех областях океанских окраин, где континентальные структуры и островные поднятия представлены складчатыми сооружениями раннеальпийского (невадийского) либо ларамийского этапов консолидации соответственно. Эти сооружения материковых окраин повсеместно обнаруживают опрокидывание складчатых структур в направлении от участка дна, покрытого плащом самых молодых лав. Базальтовые молодые мегапокровы дна тихоокеанских окраин занимают пространственную позицию в тылу разновозрастных складчатых эпигеосинклинальных сооружений. На материковых окраинах Тихого океана повсеместно располагаются фронтальные части последних. Перед фронтом материковых складок существуют краевые прогибы на древних платформах либо повторно-орогенные впадины внутри областей фанерозойской стабилизации. Это объясняет, почему на побережьях Тихого океана очень мало траппов. Небольшие выходы платобазальтов известны лишь в Кордильерах Северной Америки, в районах Патагонии Южной Америки и в Западной Антарктиде — там, где базальтовые плащи тыльных областей "выплескиваются" глубоко внутрь складчатых систем, достигая их фронтальных зон, но в то же время не перекрывают складчатую систему целиком. В последнем случае подлазовые комплексы оказались бы недоступными для изучения, такую ситуацию автор предполагает в океанах.

Возникшие в обычной тектонической обстановке, тыльные лавовые мегапокровы американских и антарктического побережий, а также восточного побережья Камчатки оказались вовлеченными в новые прогибания геосинклинального типа. Эти регионы, в которых лавовые плащи перекрыли более древние складчатые комплексы, испытали, таким образом, регенерацию геосинклинального режима. Современные геосинклинальные структуры представлены здесь желобами и примыкающими кордильерами материковых окраин. Часть более древних желобов полностью выполнена флишоидами либо уже испытала заметные деформации и поднятия, позволившие вычленив из структур тихоокеанского активного кольца самые молодые складчатые системы — Тихоокеанскую в Северной Америки и Камчатскую на Северо-Востоке СССР. Убедительно устанавливается, что образовавшиеся молодые лавовые мегапокровы тыла ларамийских складчатых дуг, перекрывающие сейчас обособленные участки океанского дна, оказались вновь втянуты в задуговые желоба. Эти участки лавовых плащей вместе со структурами вулканических островов и подводных поднятий на молодом дне запада и юго-запада Тихого океана представляют собой молодые эвгеосинклинали. Весь регион в целом — это развивающийся геосинклинальный пояс [Пушаровский, 1972; Удинцев, 1972]. Здесь обнаруживается сложное сочетание асинхронно возникающих участков океанского дна, играющих роль геосинклинальных котловин, а также глубоководных геосинклинальных трогов. Их разделяют более или менее зрелые подводные и надводные геантиклинальные поднятия, несущие вулканические постройки из базальтовых, андезитовых и кислых магматитов.

Рассмотренные материалы о пространственной позиции трапповых полей

позволяют ответить на несколько вопросов о месте мезозойско-кайнозойских траппов в структуре материков.

Какова пространственная позиция мезозойских трапповых полей среди материковых мегаструктур — платформ и геосинклиналей? Трапповые поля мезозоя—кайнозоя располагаются по краям платформ своего времени с тыльной стороны примыкающих эпигеосинклинальных складчатых систем и обладают определенной зональностью в плане. Внешняя часть траппового поля накладывается на древнеплатформенный блок. Внутренняя часть располагается поверх плитного чехла на блоке фундамента самого молодого этапа консолидации. Внутренний край поля непосредственно примыкает либо частью перекрывает складчатую систему, смежную с платформой и консолидированную непосредственно перед эпохой траппового магматизма. Внутренний край трапповой провинции обычно нарушен горстово-грабеновой системой. В грабенах сохраняются останцы раннего плаща лав, а вдольразломные дифференцированные базиты формируют более поздние вулканические постройки (см. рис. 17).

Эта закономерность эмпирически установлена для провинций, имеющих на континентах все охарактеризованные части траппового поля, даже если участки этих полей замаскированы более молодыми континентальными структурами (Урал—Сибирь, Южный Китай, Восточная Антарктида, синеклиза Таудени, синеклиза Карру, Индостан с провинциями западной, северной и восточной частей материка). Место тыльной платформы, перекрытой траппами, могут занимать области ранней консолидации внутри фанерозойского складчатого пояса (Верхоянье, бассейн Свердруп). Расположение докембрийских трапповых провинций (всегда внутриматериковых) везде подтверждает наличие четких пространственных связей области магматизма со складчатыми зонами. Такие зоны докембрия возникли в результате эпигеосинклинальной консолидации или метаморфического омоложения. Возраст складчатости или омоложения всегда близок возрасту траппов.

Какова пространственная позиция мезозойско-кайнозойских трапповых полей по отношению к краям океанических впадин? Молодые впадины океанов "срезают" краями структуры материков вместе с платформами, геосинклиналями и трапповыми провинциями. По установленной зональности внутри сохранившихся континентальных останцов трапповых полей можно реконструировать их прежние исчезнувшие части. Если на материке сохранилась внешняя часть трапповой провинции, то в океане можно предполагать наличие погруженной внутренней части, перекрытой лавами (бассейн Параны, район Каоко Африки, Восточная Гренландия, западная часть Австралии, см. рис. 17). Возраст лав дна в смежных зонах океана, а также возраст и состав магматитов на островах и вулканических горах базитового докола во всех случаях подтверждают эти предположения.

Если на материке сохранилась внутренняя часть базальтовой провинции, мелкие поля лав либо грабеновые структуры с базитами, осложняющие складчатую страну дотрапповой консолидации, то в океане предположительно находится погруженная внешняя часть поля, расположенная поверх ранее стабилизированного блока (район Аппалачи—Уошито, Западная Антарктида, плато Колумбия Кордильер, см. рис. 17). Материалы по смежным зонам океана (возраст лав дна и надстраивающих базитов) всегда подтверждают сделанные предположения.

Если край океана срезает трапповую провинцию вкrest простирания вместе с совокупностью подстилающих и окружающих ее структурных форм, то можно предполагать продолжение в океан этих тектонических сооружений при условии их перекрытия лавами (Бенгальский залив, Аравийское море близ полей Восточного и Западного Индостана, побережья морей Уэдделла и Росса в краях траппового поля Восточной Антарктиды, Северный Ледовитый океан, на севере и западе провинции Свердруп, Карское море у северного края Урало-Сибирской провинции). Полосовое расположение разновозрастных базальтов в океанском дне вместе с дополнительными материалами о "пунктирном" продолжении внутри акваторий части материковых структур, а также данные о блоковых структурах дна и о надстраивающих базитах везде подтверждают такие предположения. Все попытки объединить южные платформы гондванского типа в единый палеоматерик с позиций мобилизма не согласуются с современными данными о возрасте траппов и входят в прямое противоречие с установленными выше закономерностями. Любое предполагаемое "синтетическое" поле траппов, полученное при искусственном соединении материков, всегда оказывается составленным из кусков, принадлежащих внешним частям разновозрастных провинций. Куски эти примыкают друг к другу самым произвольным образом и в разных реконструкциях совершенно по-разному. При этом допускается непосредственное сочленение обломков тыльных платформенных рам, разделенных в прошлом складчатыми геосинклинальными сооружениями (их части есть по краям Африки). Все это противоречит материалам как о наземных траппах мезозоя—кайнозоя, так и обо всех трапповых провинциях докембрия. Это все равно как если бы, пытаясь воссоздать доисторического ящера, мы бы использовали только хвосты от древних животных, принадлежащих к тому же к разным поколениям.

Какова пространственная позиция мезозойско-кайнозойских траппов в общей структуре материков на Земле? Трапповые провинции располагаются главным образом в материковом полушарии Земли, тяготея к побережьям атлантического типа. Поля траппов иногда формируют вдоль краев платформ окаймляющие их лавовые пояса, составленные из разновозрастных звеньев (Северная Америка, Африка, Индостан). Неслучайность этой закономерности убедительно подтверждается отчетливо выраженным циркумплатформенным расположением докембрийских трапповых провинций. Заметим, что наружные ограничения циркумплатформенных трапповых поясов докембрия обусловлены не краями современных океанов, а краями фанерозойских геосинклиналей.

В любом геосинклинальном поясе самые древние консолидированные зоны расположены ближе к платформам, самые молодые, в общем случае, — ближе к центру пояса. Полосы лав в дне океанов атлантического типа тоже подчинены подобной возрастной зональности. Если лавы изливались после замыкания складчатых зон, сходство полосовых базальтовых плащей с замкнувшимися геосинклиналями станет понятным. При этом обнаружится, что континентальные платформы атлантических побережий, несущие траппы в общей структуре Земли, более всего сходны с краями обширных геосинклинальных поясов. Такое же межплатформенное (как и океаны) расположение имеет и Урало-Сибирский геосинклинальный пояс, перекрытый траппами триаса. Замыкание таких геосинклинальных поясов должно было

происходить к их центру. Тыльные области последовательных складчатых систем должны были оставаться снаружи. Платформы атлантических окраин от цикла к циклу, даже разрастаясь за счет приращения молодых складчатых зон, сохраняли бы тогда постоянно роль тыльных стабильных рам.

Типичными тыльными платформами на всех своих окраинах были Африканская и Индостанская платформа в мезозое. Впрочем, Индостан на западе, севере и востоке уже в кайнозое оказался, наоборот, перед фронтом альпийских складок. Восточно-Европейская платформа, ограничивающая Урало-Монгольский геосинклиальный пояс с запада, была фронтальной рамкой для герцинид Урала, а на юге — для герцинид палеозойского Тетиса; триасовых трапповых площадей здесь нет. Северо-Американская платформа была одновременно фронтальной рамой складчатых систем вдоль всех своих краев: для каледонско-герцинских систем Аппалачей—Уошито на юге и востоке, для каледонско-герцинской геосинклинали Франклин на севере, для палеозойско-мезозойских Кордильер на западе. Трапповые провинции триаса на этом материке имеются и с севера, и с юга и с востока. Они, однако, представлены только своими внутренними окраинами. Южно-Американскую платформу на востоке можно рассматривать как тыльную раму предполагаемых геосинклиалей Атлантики. В то же время на западе в палеозое и мезозое она являлась фронтальной рамой для геосинклинали Анд. Австралийская платформа играла двойственную роль. На востоке она служила фронтом для палеозойских складчатых систем, а на западе, где известны траппы, могла быть только тылом для предполагаемых киммерид. Сибирская платформа — одновременно тыльная рама на западе для Урало-Западно-Сибирских герцинид и фронтальная платформа на востоке по отношению к раннеальпийским структурам Верхоянья. В это время на Сибирской платформе траппы не возникли, а сформировался краевой прогиб.

Платформы всегда окружаются геосинклиальными поясами. Это реальность на материках. Возможно, геосинклинали были и на месте океанов атлантического типа. Очевидно, появление трапповых или материково-океанских периплатформенных базальтовых поясов само по себе не определяет замыкание геосинклиалей к центру. Важен способ этого замыкания, вергентность складчатых структур, т.е. направление волны геосинклиальных деформаций. Оно не может определяться горизонтальным смещением платформ. Слишком часто платформы на всех своих окраинах одновременно выступают либо в качестве тыла для окружающих складчатых структур, либо в качестве фронтальных рам для последних. Опрокидывание складчатости внутри поясов может быть двух типов. Первый тип — опрокидывание в сторону центра пояса, от платформ — центростремительное. Платформа находится в положении тыльной рамы. Этот стиль развития геосинклиалей мог бы обеспечить появление материковых окраин атлантического типа и зональность океанских базальтов с омоложением к центру. Второй тип — опрокидывание от центра пояса на платформы — центробежное. Платформа находится в положении фронтальной рамы. В тихоокеанском полушарии Земли перикокеанские складчатые системы обращены к материковым платформам фронтом, траппы на материковых окраинах почти отсутствуют, а перед надвинутыми складками известны краевые прогибы.

Таким образом, тип замыкания геосинклиальных поясов, окаймляю-

щих и разделяющих платформы, вполне может обуславливать размещение траптовых полей в общей структуре материков, т.е. концентрацию траптовых провинций вдоль побережий атлантического типа и отсутствие их на периферии Тихого океана.

Складчатые системы тихоокеанских побережий имеют сопряженные базальтовые плащи в океанском дне. Почти все окраины океана охвачены и сейчас геосинклинальным процессом. Активное геосинклинальное кольцо Тихого океана продолжает свое развитие. Полоса самых молодых лав начинается от юго-западных областей океана — зон обширного геосинклинального пояса, древние структуры которого охватывают края материков, далее она простирается вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия. Здесь зональность возраста лав иная. Развитие геосинклинального пояса на западе океана было центробежным. В то же время возрастная зональность лав вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия полностью сходна с зональностью лав Атлантики. Эту область океана можно сравнить с геосинклинальным поясом, замкнувшимся центростремительно. Так выявляется, что тип развития погруженных в океан предполагаемых геосинклинальных поясов может изменяться вдоль их простираения. Это характерно и для материковых поясов. Центральные области Тихого океана при этом занимают позицию тыла относительно его восточных окраин и позицию фронта — на западе, где есть жереба перед складчатыми дугами.

В заключение главы можно сформулировать общие выводы.

1. Траптовые провинции мезозоя—кайнозоя, имеющие полностью материковое расположение, имеют однотипную зональность в плане. Внутренним краем они примыкают к геосинклиналям, испытавшим складчатость перед эпохой базальтового магматизма. Внешним краем траптовая область накладывается на ранее стабилизированные зоны, находящиеся в тылу этой складчатой страны. Такие же зональность и позицию в пространстве имеют все провинции докембрийских траптов.

2. Впадины современных океанов скрывают те или иные части некоторых траптовых провинций, так же как и сопряженных с ними структур. Внутри океанов обычно прослеживается подводное продолжение траптовых плащей в виде синхронных лав дна. Базальтовые провинции становятся при этом материково-океанскими, но сохраняют средние масштабы полей и их внутреннюю зональность. Материково-океанские базальтовые поля выявляют единство и структурную цельность относительно систем секущих материково-океанских разломов, сопровождаемых более поздними вулканическими сооружениями.

3. Расположение траптовых провинций мезозоя—кайнозоя на материковых окраинах океанов атлантического типа показывает, что эти океаны с их зональным лавовым дном по своей пространственной позиции наиболее сходны с геосинклинальными поясами, замкнувшимися к центру с центростремительной вергентностью. Слабое развитие траптовых провинций на побережьях Тихого океана и наличие в краях его дна базальтовых плащей, занимающих место погруженных траптовых областей, объясняются тем, что активное Тихоокеанское кольцо можно считать геосинклинальным поясом, замыкающимся к центру с центробежным опрокидыванием складчатых структур. Материковые стабильные рамы располагаются перед фронтом складчатых систем, а потому несут только краевые прогибы и повторно-орогенные впадины.

ТРАППЫ В РАЗРЕЗАХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Закономерности пространственной позиции траппов — их положение относительно окружающих тектонических форм показывают, что разновозрастные провинции имеют четкую пространственную связь с областями разновозрастной эпигеосинклинальной консолидации. Для докембрия установлено, что среднепротерозойские траппы тяготеют к областям карельской и свекофеннской консолидации, позднепротерозойские — к областям гренвилльской консолидации. Разбор пространственной позиции траппов мезозоя и кайнозоя позволил установить, что позднепермско-триасовые трапповые провинции материков всегда связаны с областями герцинид близлежащих платформ. Позднетриасово-юрские траппы известны лишь в одном месте на Земле, в Южной Африке, и расположены по платформе, граничащей с поздними герцинидами. Позднеюрско-меловые траппы размещены так же (здесь близость к киммеридам) либо граничат в той или иной области с океанскими пространствами, замещающими часть структур. Поздне-меловые—палеогеновые траппы тяготеют на материках к ранним альпидам, но во многих регионах рядом с ними нет обычной совокупности структурных зон. Часть таких зон "исчезает" под океанами. Наконец, самые молодые позднепалеогеновые — миоценовые траппы лишь в Кордильерах Северной Америки могут рассматриваться как сопряженные с ларамидами. На материках в других случаях имеются лишь небольшие выходы наземных лав, а большая часть лавовых провинций этого возраста расположена на дне океанов.

Даже такой беглый обзор показывает, что разновозрастные траппы появляются в областях близ зон эпигеосинклинальной консолидации складчатых систем того или иного этапа. Возникает вполне определенное логическое заключение, что трапповый магматизм отражает общую на Земле тектономагматическую цикличность, которая проявляется в развитии обширных регионов, оказывая влияние и на платформы и на геосинклинали.

Приуроченность траппового магматизма к моментам завершения тектономагматических циклов на платформах неоднократно отмечалась в литературе. Обычно исследователи отмечают совпадение эпох траппового магматизма с тектонической перестройкой платформ при завершении крупных этапов их развития. Наиболее полно это представление развил И.В. Корешков [1975]. Он пришел к выводу, что крупные структурные перестройки платформенных блоков с длительными эпохами поднятий и эрозии предшествуют платформенным базальтовым излияниям.

Широко распространенное представление об изменении тектонических планов платформ в эпохи траппового магматизма часто трактуют как своеобразное явление "платформенной тектономагматической активизации". Активизацию представляют в виде аркогенных или глыбовых поднятий, накопления грубообломочных толщ и затем мощной эрозии, в след за которой происходит взламывание земной коры под напором внедряющихся базальтов. Последние, появившись на поверхности в фазу поднятий, могут затем привести к обширным кальдерообразным проседаниям, сопоставимым с синеклизами.

Мнение о дотрапповых тектонических перестройках основано на установлении эрозионных несогласий под лавами. Представления о поднятиях платформ в эпохи магматизма базируются на том, что базальтовые плато на материках высоко подняты в рельефе. Однако сама приуроченность трапповых провинций к синеклизам платформ с их мощными плитными чехлами показывает, что главной тенденцией дотраппового развития этих блоков земной коры было их устойчивое и длительное погружение. Это обстоятельство подчеркнуто понятием "амфиклиза", введенным М.В. Муратовым [1972] для трапповых синеклиз. Термин отражает структурный рисунок магматических полей. Действительно, обычно по периметру эффузивного поля вскрываются толщи подстилающих плитных слоев, образуя в плане (на геологической карте) узор типа амфитеатра с окраинными концентрическими границами более древних платформенных серий.

Существуют, однако, представления о полной автономии траппового магматизма платформ, не связанного с развитием смежных геосинклиналей. Так, Ю.Г. Старицкий [1958], признавая, что эпохи траппового магматизма на всех платформах отражают структурные перестройки и фиксируют окончания тектонических циклов их развития, в то же время подчеркивает отсутствие связей траппов с геосинклинальным процессом. Он отмечает, что трапповых полей нет близ байкалид, каледонид Сибири, а также многих герцинских сооружений земного шара. Можно добавить к этим вполне справедливым доводам, что вообще все платформы Земли в некоторые отрезки времени, например в палеозое, не покрывались траппами, хотя нет оснований говорить о прекращении геосинклинальных процессов.

В пользу автономии актов платформенных базальтовых излияний свидетельствуют также известные проявления авлакогенного и рифтового базитового магматизма, в общем сходные по наборам пород с магматитами трапповых полей. Эти процессы могут идти вне прямой пространственной связи с геосинклиналями (например рифты Африки).

Многие трапповые поля мезозоя—кайнозоя (Гренландское, Паранское в Южной Америке) вообще не соседствуют на материках со складчатыми сооружениями близкого возраста. Они прямо сопрягаются с базальтовыми плащами в ложе смежных океанов. Это обстоятельство специально подчеркивает Е.Е. Милановский [1976; и др.]. В таких случаях логично допустить, что траппы в краях материков — лишь часть тех базальтовых эффузий, которые охватили Землю на ее специфическом этапе талассогенеза в мезозое—кайнозое [Белоусов, 1968; и др.], тогда траппы в краях материков как части океанических базальтовых полей могут пронизывать и перекрывать любые структурные формы. Предшествующая история континентальных окраин в этом случае никак не связана с последующими излияниями базальтов, вызванными глобальными причинами. Детерминированность появления трапповых комплексов геологическим развитием отдельных регионов в этом случае не может быть установлена.

Решение проблемы лежит в уточнении геологической истории платформ до эпох траппового магматизма. Магматические явления могут быть автономными. Тогда они генетически не связаны с предшествующим длительным прогибанием областей, вызванным мощными погружениями в смежных геосинклиналях. Если же так называемая тектономагматическая акти-

визация платформ представляет собой закономерный акт в более общей последовательности повторяющихся событий, тогда взаимная зависимость явлений, происходящих на платформе и в смежной геосинклинали, окажется более очевидной.

ТРАППЫ ДОКЕМБРИЯ В РАЗРЕЗЕ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Выше уже указывалось на общее совпадение эпох внедрения докембрийских траппов с этапами завершения складчатости или метаморфического омоложения смежных с платформами складчатых систем. Поскольку радиологические датировки дают значения в интервале + 50—100 млн. лет, анализ вертикального разреза осадочных серий, а также крупных несогласий может дать дополнительные более точные данные о стадийности геологических явлений, предшествовавших и сопутствовавших трапповому магматизму.

Краткая характеристика платформенных образований, содержащих траппы, дается для регионов, принадлежащих разным материкам (см. рис. 4). На обобщающей схеме (рис. 20) приведены сводные колонки крупных комплексов горных пород, пронизанных интрузивными и перекрытых эффузивными траппами. Комплексы пород в колонках не всегда отвечают формациям в объемном и стратиграфическом масштабе, принятом для фанерозоя. Скорее, это наборы формаций, более дробно не расчлененные.

Африканская платформа. Наиболее древний (1,95 млрд. лет) Бушвельдский плутон дифференцированных базитов внедрен в Трансваальскую систему одноименного массива. К северу и западу от центра массива в нижней части терригенно-карбонатной платформенной толщи появляются зоны барьерных рифов в шельфовых карбонатных породах. Эта закономерность соответствует приближению к складчатой структуре Лимпопо [Haughton, 1969; и др.], которая ограничивает платформенный блок с севера. Изменения в составе толщ платформенного блока говорят о том, что омоложенный архейский (?) складчатый комплекс Мессина в системе Лимпопо на этапе накопления трансваальской толщи был глубоко погружен. Из пределов этой погруженной геосинклинальной области на платформенной массив к югу наступали морские трансгрессии. Внедрение траппового плутона (в провесах его кровли сохранились останцы лежавших сверху лав) последовало после накопления обломочной свиты Претория, сформированной за счет сноса с материала севера. Северная складчатая зона Лимпопо представлена сейчас вскрытыми эрозией корнями размытых нижнепротерозойских геосинклинальных формаций — омоложенным комплексом основания. Эпоха тектонической перестройки в пределах Трансваальского платформенного блока произошла после внедрения траппов. Она сопровождалась ультраосновным—щелочным магматизмом (дайковые серии, массив Палабора).

Базальты в серии Франсвиль (радиологический возраст 1,8—1,7 млрд. лет) перекрывают платформенные толщи, мощность которых нарастает за счет карбонатных прослоев. Степень метаморфизма увеличивается в западном направлении к складчатой системе Огоуэ пояса Конголид. Эпоха структурной перестройки и мощной эрозии последовала после трапповых излияний. Складки в западном поясе, опрокинутые на восток, характеризуют более

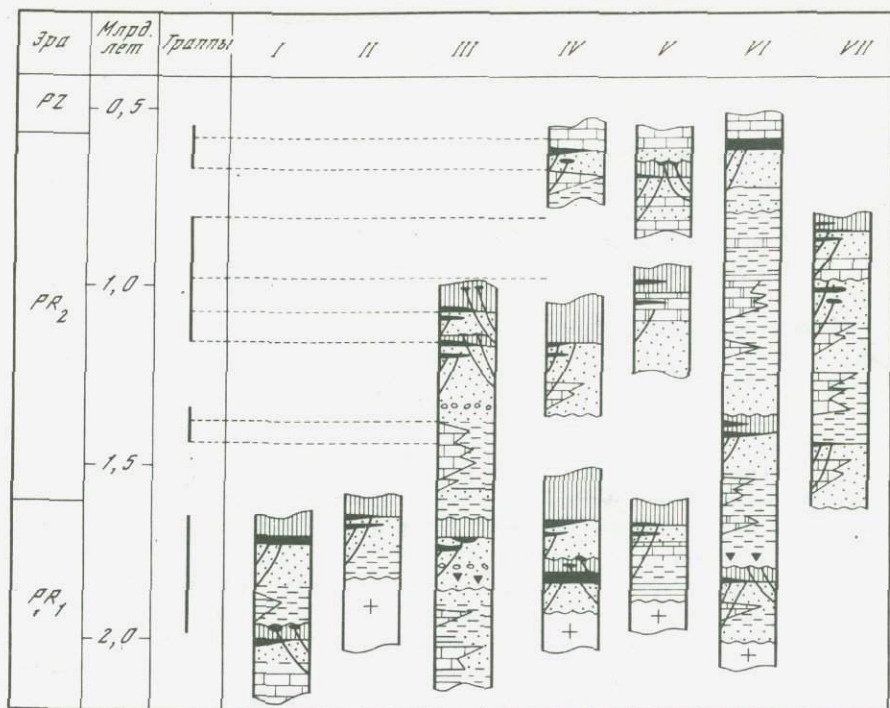


Рис. 20. Траппы докембрия в разрезах осадочных толщ

I — Южная Африка (Бушвелд, Машоналенд); II — Южная Америка (Рораима); III — Северная Америка (Гурон-Анимики, Гардар, Туле); IV — Европа (ятулий-суйсарий-вепсий, иотний, салминская серия Вольни); V — Сибирь (тейская серия, мукунская и билляхская толщи, их аналоги, Юдомо-Майский район условно); VI — Австралия (Кимберли, Арнемленд, Виктория); VII — Индостан (Куддапах, Карнуль, Чаттисгар и их аналоги); осадочные толщи: 1 — терригенные морские, 2 — карбонатные, 3 — континентальные обломочные, 4 — ледниковые, 5 — горизонты конгломератов; 6 — траппы эффузивные и интрузивные; 7 — дифференцированные базиты; 8 — стратиграфические перерывы

позднюю эпоху тектогенеза. Они возникли в конце докембрия [Тектоника . . . , 1973], когда платформа на западе явилась фронтальной рамой позднедокембрийских геосинклиналей.

Траппы Машоналенд (1,7 млрд. лет) на востоке Родезийского массива рвут систему Умзондо, аналог серии Фронтьер Мозамбикского складчатого пояса [Shekleton, 1976]. Ее карбонатные (внизу) и красноцветные терригенные (вверху) толщи замещаются сланцевыми сериями в направлении на восток, где сочленяются с геосинклинальными образованиями. Часть надвигов в пределах Мозамбикского складчатого пояса направлена на запад и охватывает траппы. Надвиги характеризуют фазы напряжения в позднем докембрии. На рубеже докембрия—палеозоя восточная часть Африканской платформы (как и западная) явилась фронтальной рамой для примыкавших циркумплатформенных геосинклиналей. В эту эпоху проявилось,

как известно, "панфриканское омоложение" [Тектоника . . . , 1973; Shekleton, 1976].

Южно-Американская платформа. Чехол формации Рораима Гвианского щита, вмещающий траппы, представлен двумя толщами, из которых нижняя, Канайма, слагается сланцами с прослоями яшм, а верхняя, Гуайкинима, — песчаниками и конгломератами. Последняя накопилась в эпоху орогенеза северной Карибской геосинклинали [Loczy, 1973]. Траппы возникли на платформе после накопления грубообломочных толщ вслед за складчатостью и метаморфизмом в самых поздних геосинклинальных трогах. Радиологический возраст траппов 1,7–1,6 млрд. лет [Тугаринов, Войткевич, 1970; и др.].

Австралийская платформа. Самые древние траппы (1,8–1,7 млрд. лет) секут косослоистую грубообломочную толщу Кимберли одноименного платформенного блока. Толща перекрывает сланцевую серию Спива и возникла в эпоху орогенеза систем Кинг-Леопольд на юге и Пайн-Крик на востоке платформенного массива [Браун и др., 1970; Борукаев, 1970]. После эпохи магматизма последовала фаза поднятий и внедрения кимберлитов. Возрастные аналоги траппов известны в синеклизе Карпентария, где они перекрывают толщи плиты поверх фундамента с радиологическим возрастом 1,88–1,79 млрд. лет [Gellatly, Derrick, 1967]. Складчатые комплексы, однообразные этим плитным слоям, выходят южнее, в пределах Западно-Квинслендской геосинклинали. К западу от последней известен компенсирующий фазу поднятий краевой (?) прогиб.

Плутоны второй фазы внедрений (1,4–1,35 млрд. лет) известны в массиве Кимберли, на плитах Стерт и Арнемленд. Они возникли в конце этапа накопления терригенных чехлов системы Карпентарий, в фазу замыкания геосинклинали Давенпорт и Эшбертон. От более молодых толщ, синхронных заполнению геосинклинали Аделаида, трапповые образования отделяются эрозионным несогласием.

Песчаники и конгломераты верхов серии Аделаида (толща Яронг) синхронны орогенезу в геосинклинали и перекрывают слабо складчатые серии в прогибе Джорджина и в бассейне Виктория (зоны северного затухания геосинклинальной области Аделаида) [Cleary, 1973]. Эти толщи прорваны и перекрыты траппами венда—раннего кембрия. Траппы этого возраста известны также на востоке плато Кимберли и выходят на шельф в заливах Карпентария и Жозеф Бонапарт. Они согласно перекрыты на материке гипсоносными лагунными, а выше по разрезу — морскими карбонатными образованиями среднего кембрия.

Восточно-Европейская платформа. Древние траппы на Балтийском щите представлены протерозойскими комплексами в платформенном чехле ятулия. Чехол залегает поверх ранних карелид (комплекс лопия, консолидированный в ребольскую эпоху) или выступов архея. Доятулийские структуры испытали так называемую посткинematicкую активизацию в интервале 2,0–1,8 млрд. лет [Негруца В., Негруца Т., 1974] с образованием сложной толщи сумия-сориолия. В это время Карельский блок был фронтальной рамой более западных ранних свекофеннид. Сумийско-сориолийские отложения в подошве и кровле отделены перерывами [Этапы . . . , 1973; Негруца В., Негруца Т., 1974]. Ранний, преимущественно базитовый комплекс сумия, возможно, отвечает финальным магматитам ребольской фазы складчатости.

Молассовый с андезитами и липаритами сориолий отражает эпоху повторно-орогенеза.

Слои ятулия мощностью 1–2 (?) км содержат олигомиктовые кварцевые конгломераты в основании, сланцы и известняки выше по разрезу и полимиктовые косослоистые грубообломочные пачки в кровле. В кровле также появляются прослои туфов и горизонты базальтов до 500 м мощностью, частью размытые. После незначительного перерыва последовали вдольразломные внедрения перидотитов в виде сложных плутонов, а также излияния лав основного и ультраосновного состава – комплекс суйсария. В отдельных участках эти дифференцированные основные и ультраосновные магматиты надстроили лавовые чехлы ятулия еще на 500–700 м, а в шовных зонах (Ветренный пояс) – примерно на 2 км [Голубев и др., 1974]. Ятулийские образования, перекрытые и пронизанные траппами и суйсарскими ультраосновными магматитами, одновозрастны с геосинклинальными образованиями свекофеннид более западных территорий. Свекофенниды окончательно замкнулись в интервале 1,8–1,65 млрд. лет. Молодые датировки относятся к послескладчатым гранитам-рапакиви [Богданов, 1967]. По отношению к свекофеннидам стабильный Карельский блок, вмещающий траппы, выступил во второй половине среднего протерозоя как тыльная платформенная рама. Окончание одного из актов складчатости и орогенеза свекофеннид отражают магматиты ятулия-суйсария.

В тех же районах Карелии существуют и более молодые среднепротерозойские платформенные слои – вепсий. Эти толщи залегают с размывом на подстилающих ятулийско-суйсарских комплексах. Они значительно эродированы и встречаются в виде останцов. Образования вепсия состоят из терригенно-осадочных пачек, включающих известные шокшинские песчаники и, в свою очередь, рвутся траппами с радиологическим возрастом 1,65 млрд. лет [Этапы . . . , 1973]. Карельский блок продолжал играть роль тыльной платформенной рамы свекофеннид. Эта фаза докембрийских трапповых внедрений коррелируется с посторогенными импульсами магматизма в более западных геосинклинальных областях.

В пределах Балтийского щита траппы третьей фазы внедрений прорывают платформенные слои иотния, распространенного преимущественно на юге Скандинавии, а также перед надвигами каледонид в Норвегии. Эти территории испытали позднекарельскую консолидацию или омоложение в пределах архейских выступов, а затем были повторно затронуты готской (1,75–1,35 млрд. лет) тектонической, метаморфической и магматической переработкой. Комплексы, фиксирующие эту переработку, представлены повторноорогенными образованиями субиотния – порфиритами среднего состава, порфирами и игнимбритами в переслаивании с конгломератами, состоящими из гальки метаморфических карелид. Им синхронны более широко распространенные на Балтийском щите и на докембрийских выступах Русской плиты крупные плутоны гранитов-рапакиви. Толща плитных слоев иотния залегают с размывом и представлена песчаниками, часто кварцито-видными, мощностью до 2 км. Песчаники прорываются дайками и силлами долеритов. Аналоги иотния в Приладожье слагаются гравелитами салминской серии, уходящей к юго-востоку под фанерозойский чехол Русской плиты. Салминская серия также сечется диабазами и перекрывается базальтовыми лавами мощностью до 150 м. Возраст магматитов определяется в

1,2 млрд. лет (см. рис. 4, 20) [Ушакова, 1976]. Толщи субиотния и иотния Южной Скандинавии сопоставляются с сериями Омоль и Даль соответственно. Серии входят в геосинклинальный комплекс дальсландид, консолидированных в интервале 1,1–0,9 млрд. лет (в гренвильскую эпоху). Примыкающая с севера область щита, омоложенная в эту же эпоху, вмещает рвущие тела оливиновых габбро. Момент их внедрения – 1,1–0,9 млрд. лет – совпадает с охарактеризованной третьей фазой траппового магматизма на обширных площадях Балтийского щита.

Очевидно, что соотношения комплексов ятулия-суйсария с подстилающими сумийско-сориолийскими образованиями в Карелии оказываются аналогичными соотношениям иотния с подстилающим субиотнием в Южной Скандинавии. Как говорилось, дотятулийское развитие Карельского блока в начале среднего протерозоя определялось его положением перед фронтом самых ранних замыкавшихся систем свекофеннид (селеская фаза тектогенеза). Тот же характер тектонических и магматических проявлений типичен для стабилизированных поздних свекофеннид на юге Скандинавии в начале рифея – в готскую эпоху. Следует думать, что области геосинклинального развития в готскую эпоху располагались дальше на юге и юго-западе и находятся сейчас под комплексами фанерозойских геосинклиналей Европы. Полностью консолидированный на больших площадях Балтийский щит играл для геосинклиналей готского этапа роль фронтальной платформенной рамы. Известно, что готское омоложение охватывает и более южные территории древнеплатформенной Европы. В дальсландском (грнвильском) этапе свекофенниды, омоложенные в готскую эпоху (кратонизированные, по А.А. Богданову [1967]), выступили в качестве тыла для молодых геосинклиналей. Возникший поверх них плитный чехол иотния и его аналогов был в конце цикла пронизан и перекрыт траппами.

Аналоги иотния на западе Русской плиты – полесская свита Припятского прогиба и крестецкая свита Западной Белоруссии – также нарушены траппами. Они перекрываются с разрывом песчаниками волынской серии с туфами и базальтовыми лавами в кровле, достигающими мощности 150 м. Возраст этой фазы трапповых проявлений, четвертой для севера Европы, датируется в 0,58 млрд. лет, что соответствует границе венда и кембрия [Ушакова, 1976], т.е. концу байкальского тектонического этапа. Лавы с незначительным несогласием перекрываются карбонатными толщами – ламинаритами нижнего кембрия.

На байкальском этапе платформа, таким образом, сохраняла позицию тыла для продолжающих развиваться геосинклиналей Центральной Европы. На северо-западном краю платформы, на юге Скандинавии неизвестны траппы конца байкальской тектонической эпохи. Однако здесь имеются ультраосновные–щелочные интрузии с карбонатитами, совпадающие с таким импульсом глубинного магматизма – это комплексы Фен и Альпе в окрестностях грабена Осло, их радиологический возраст 0,562 млрд. лет [Эккерман, 1969]. Поскольку этот регион не испытал повторного орогенеза и омоложения в венде (подобного готскому), можно думать, что он продолжал играть роль тыла для байкальских геосинклиналей развивавшихся южнее. Базальтовые поля венда–кембрия, переработанные геосинклинальным режимом в палеозое, возможно, существуют на севере Европы.

Роль тыла для примыкавших геосинклиналей и на грнвильском и бай-

кальском тектонических этапах выполняла восточная, приуральская периферия платформы. Здесь имеются регионально распространенные в прошлом, но сохранившиеся в отдельных прогибах среднерифейские карбонатно-терригенные пачки, синхронные юрматинской серии Уральской геосинклинали. Они прорваны долеритами с радиологическим возрастом 1,2–1,1 млрд. лет и перекрыты с размывом толщами верхнего рифея (каировская серия и аналоги). Последние также вмещают основные туфы, силлы долеритов и (реже) базальтовые лавы. Возрастные аналоги этих магматитов известны в виде туфогенных пачек в юго-восточном расширении Пачелмского прогиба.

Индостанская платформа. Древние траппы известны в толще Куддапах на востоке полуострова. Она сложена сланцами и кварцитами с прослоями карбонатных пород на востоке. С востока, из области современных Восточных Гат наступали в рифее на платформу морские трансгрессии. Верхние члены толщи Куддапах – грубообломочные, они формировались также при сносе с востока, с горной страны, возникшей к этому времени [Shnitzer, 1971]. Эти грубообломочные серии содержат долериты с радиологическим возрастом 1,1–0,9 млрд. лет. Эпоха траппового магматизма совпадает с одной из фаз омоложения Восточных Гат, представляющих собой эродированные комплексы основания рифейской геосинклинали. Перекрывающая траппы толща Карнуль залегает с размывом, последовавшим после эпохи траппового магматизма. В основании ее лежат алмазоносные конгломераты, что свидетельствует о проявлениях кимберлитового магматизма, предшествовавшего тектонической перестройке.

Аналоги толщи Карнуль – серии Чаттисгар, Биджавар, Гвалиор располагаются в более северных территориях, близ зон сатпурской складчатости [Тугаринов, Войткевич, 1970]. Они содержат карбонатные и кремнистые слои в основании, песчаниковые пачки в кровле. Последние рассматриваются как синорогенные образования сатпурид. Их прорывают траппы (0,8–0,735 млрд. лет), перекрытые с размывом позднедокембрийской виндийской системой. Над поверхностью несогласия, отвечающей тектонической перестройке платформы после внедрения траппов, залегают алмазоносные конгломераты, что отражает фазу кимберлитовых внедрений, предшествовавших размыву [Shnitzer, 1971; Метелкина и др., 1976].

Сибирская платформа. Силлы и дайки метабазитов (около 1,65 млрд. лет) в тейской серии Енисейского кряжа рвут ее верхние грубообломочные горизонты. Сама серия синхронна более западным геосинклинальным формациям енисейского комплекса кряжа. Этот комплекс испытал складчатость и метаморфизм высоких ступеней в интервале 1,8–1,7 млрд. лет, вслед за которым последовал орогенез, сопровождаемый накоплением грубообломочных толщ кровли тейской серии. После эпохи траппового магматизма в регионе произошла мощная тектоническая перестройка. Перекрывающие образования залегают с глубоким размывом [Зацепина, 1976].

Базиты, рвущие терригенно-карбонатные мукунскую и билляхскую серии на западном склоне Анабарской антеклизы (1,1 млрд. лет [Масайтис, 1969; Олейников, 1979]), перекрываются с глубоким размывом старореченской свитой венда. Верхние горизонты довендского разреза эродированы. Устанавливается фаза тектонической перестройки платформенного региона после эпохи траппового магматизма.

Сходно положение базитов внутри солоолийской серии восточной части Анабарской антеклизы. Толща перекрыта с заметным эрозионным несогласием мотской свитой венда. Глубина размыва в Уджинском поднятии устанавливается до 1 км. Геосинклинальные аналоги толщ, прорванных траппами, предполагаются в комплексе основания складчатых сооружений Верхоянья.

К той же либо несколько более молодой фазе внедрений относят базиты в уйской и майской свитах Юдомо-Майского района [Масайтис, 1969]. Толщи сильно размыты, так что их верхние слои неизвестны, и представляют собой аналоги более восточных геосинклинальных комплексов Сетте-Дабана. После эпохи траппового магматизма здесь устанавливается фаза кимберлитовых внедрений, предшествующих тектонической перестройке. Возраст траппов условный по радиологическим датировкам доэрозионных ультрабазитов — 0,7–0,65 млрд. лет.

Расположение докембрийских траппов в разрезах плитных слоев Сибирской платформы показывает, что в конце среднего рифея ее северные и северо-восточные территории представляли собой тыльные рамы геосинклиналей. Возможно, та же роль была характерна для запада кратона в середине рифея. В Енисейском кряже, в приенисейских районах на севере, а также на западе Таймыра широко распространены базиты конца среднего рифея (1,2–0,9 млрд. лет), втянутые затем в позднерифейские (байкальские) геосинклинальные погружения. Совершенно иная позиция выявляется для краев платформенного блока при завершении байкальского этапа в конце позднего рифея. В это время прианабарские территории испытывали устойчивые поднятия и размыв; тенденция к погружениям проявилась лишь в венде. Западная и южная окраины платформы выступили в это время в качестве явных форландов, обрамлявших байкалиды. В краевых зонах платформенной рамы в южной и юго-западной частях Сибирской платформы возникли краевые прогибы.

Северо-Американская платформа. Многофазность становления докембрийских трапповых провинций очевидна и в Северной Америке. Ранняя фаза внедрений (1,8 млрд. лет) представлена базальтовыми лавами, известными среди пород серии Анимики — слабо складчатом аналоге платформенных слоев верхнего гурона, перекрывающего архейский щит¹. Лавы появляются в верхних частях разреза терригенно-карбонатных пород. Эти верхние горизонты слагаются грубообломочными породами (тиллиты Говганда, см. рис. 20). Сама серия Анимики является северной частью Пенокийского складчатого комплекса, испытывшего стабилизацию гудзонского возраста (1,8–1,75 млрд. лет [Кинг, 1960; Могоу, 1972]). Долеритовые дайки, датированные 1,840 млрд. лет, известны также на южном фланге догудзонского кратона в Юго-Западной Гренландии [Allaart, 1973].

Вторая фаза трапповых внедрений проявилась в Лабрадорском трогге. Он примыкает с запада к складчатой геосинклинальной провинции Нейн, испытывавшей замыкание в "мазатцальском" (готском) интервале (1,45–1,35 млрд. лет [Кинг, 1960]). Траппы Лабрадорского трога внедре-

¹ В недавнее время установлены лавы траппового типа в самом основании платформенных толщ гурона [Robertson, 1973]. Возможно, они относятся к самым ранним из известных на Земле трапповым излияниям.

ны в толщу сланцев, аркозов и конгломератов, перекрывающую среднепротерозойское складчатое основание. Эта толща одновозрастна раннерифейским складчатым комплексам провинции Нейн. Траппы отвечают концу эпохи, совпадающей с так называемым готским интервалом. Они проявились в пределах консолидированной области, выступившей в роли тыла для складчатой восточной системы. Обратная, с опрокидыванием на запад, вергентность складок внутри Лабрадорского трога обусловлена позднейшими дислокациями, так как плутоны габбро затронуты ею.

Готская тектономагматическая эпоха ознаменовалась мощными процессами метаморфического омоложения вдоль южного края платформ. Здесь отсутствуют и плитные чехлы и трапповые проявления этого возраста. Платформенная рама выступила фронтом для тех активных геосинклиналей, которые, видимо, существовали южнее, но оказались затем перекрытыми более молодыми складчатыми сооружениями. В этом отношении имеется определенная аналогия с южным фасом Восточно-Европейского кратона, где готская активизация протекала еще более выразительно.

Следующая фаза траппового магматизма проявилась в интервале 1,2–0,9 млрд. лет и охватила практически все окраины Северо-Американской платформы, возможно, с некоторыми различиями в возрасте внедрений. К этой эпохе относятся траппы, располагающиеся вдоль южного края платформы, рвушие и перекрывающие грубообломочную серию Кивино. Серия залегает поверх омоложенного в готскую эпоху гудзонского (среднепротерозойского) основания и является платформенным аналогом гренвильского геосинклинального складчатого комплекса более южных площадей. Траппы, представленные вдоль всего гренвильского фронта крупными массивами (Дулут, Седбери и др.) и сериями даек, имеют радиологический возраст 1,1–0,9 млрд. лет.

Несколько более древними оказываются долеритовые плутоны, внедренные в гардарскую грубообломочную красноцветную серию юга Гренландии (1,197–0,9 млрд. лет). Здесь известен и сопутствующий траппам импульс ультраосновных – щелочных проявлений, представленный трахидолеритовыми дайками и вскрытыми эрозией щелочными массивами центрального типа (Тугтуток, Илимауссак) с радиологическим возрастом $1,180 \pm 37$ млрд. лет [Allaart, 1973] (см. рис. 20).

Базальтовые лавы и долериты близкого возраста известны в среднерифейских платформенных толщах западной и северной частей платформы. Это карбонатно-терригенные образования синхронных серий Белт, Коппермайн, Хорнби-Бей, переходящие на периферии платформенного блока в геосинклинальные комплексы. Верхние горизонты этих серий, вмещающих траппы, повсеместно подверглись размыву. Они перекрыты, как правило, образованиями самых верхов рифея – венда, иногда непосредственно кембрийскими слоями ближе к центрально-платформенным зонам [Кинг, 1972].

Платформенная область близ складчатой системы Каролинд на севере Гренландии содержит траппы той же фазы внедрений [Hailer, 1970]. Широко распространенная здесь молассоидная грубообломочная толща Туле залегает во внутренних областях материка на архейско-раннепротерозойском фундаменте. По северному и восточному краям платформы, близ геосинклинали, в основании ее разреза проявляются более древние толщи средне-

го рифея, возникшие в эпоху погружений будущих Каролинид. Они представлены сланцами и пачками карбонатных пород. Траппы — типичные платформенные магматиты, возникшие в посторогенную эпоху на тыльной платформенной раме геосинклинали, перекрыли верхние молассоиды.

На Северо-Американской платформе имеются также менее широко проявленные базиты с возрастом, отвечающим финалу байкальского цикла. К этому этапу внедрений следует отнести лавы в сериях Уиндермир и ее аналогах, известные по восточному флангу Кордильер. Этому моменту внедрений отвечают также плутоны габбро с радиологическим возрастом 0,535 млрд. лет, шовного прогиба Вичита по северному краю Аппалачского геосинклинального пояса. Известны также массивы с возрастом 0,565 млрд. лет [Kumarpareli, 1970], сложенные щелочно-ультраосновными комплексами в провинции Ниписсинг — оз. Верхнее (Маниту, Айрон и др.).

Приведенные данные позволяют установить, что в байкальском тектономагматическом этапе по крайней мере южный и западный фланги Северо-Американской платформы сохраняли свое положение тыльных рам геосинклиналей, унаследованное от гренвильской эпохи. Сами же пространства, в конце рифея охваченные активными геосинклинальными процессами и трапповым магматизмом в тылу замкнувшихся систем, затем оказались вновь втянутыми в расширявшиеся геосинклинальные погружения, продолжавшиеся в палеозое.

Проведенное сравнение наборов осадочных толщ, включающих докембрийские траппы, позволяет сделать следующие выводы.

1. Толща, подстилающая эффузивные траппы, или верхняя из прорванных интрузивными траппами, — всегда терригенная, наиболее грубообломочная в вертикальном ряду и обычно с признаками континентального накопления в отличие от морских подстилающих более древних образований.

2. В плитных чехлах докембрийских платформенных блоков нарастают мощности всех, а особенно морских толщ к краям разновозрастных им кратонов (что типично для перикратонных опусканий). Это свидетельствует о накоплении плитных слоев под влиянием трансгрессий со стороны прилегавших геосинклиналей, позднее обращенных в складчатые сооружения. Последние поставляли терригенный материал на стадии орогенеза. Сейчас они часто представлены лишь эродированными и радиологически омоложенными комплексами основания.

3. Грубообломочные синорогенные серии (регрессивные части вертикальных рядов платформенных толщ), непосредственно подстилающие наземные траппы, распространены на тыльных платформах значительно шире, чем подстилающие их трансгрессивные серии. Последние тяготеют к зонам краевых платформенных погружений. Траппы, особенно магмоподводящие каналы прежних эффузивных плащей, распространены обычно еще шире, чем плитные чехлы, вмещающие верхи магматической формации. Корни траппов менее подвергаются эрозии, поэтому поля развития долеритовых даек устойчиво фиксируют первичные границы трапповой провинции, хотя на ее периферии дайки рассекают не чехол, который размыт, а только фундамент.

4. Толща, перекрывающая траппы, если она не эродирована, редко залегает согласно. Она представлена лагунными либо морскими слоями (см.

рис. 20, IV, VI). Обычно перекрывающая траппы толща отделена в основании резким структурным несогласием. Эпоха тектонической перестройки следует за моментом внедрения ультраосновных — щелочных даек, центральных плутонов и кимберлитов.

5. Вмещающие траппы плитные чехлы, синхронные геосинклинальным комплексам примыкающих складчатых систем, могут наслаиваться один на другой (ятулий-вепсий Балтийского щита, серии Перселл, Уиндермир Северной Америки). Каждый последующий ярус чехла перекрывает примкнувшую к платформе складчатую область. По завершении последовательной консолидации геосинклинали, постепенно сужающей свои границы, синорогенная серия верхнего яруса чехла, несущая на поверхности трапповый покров, способна полностью запечатать центростремительно замкнувшуюся геосинклиналь полициклического развития. Область при этом испытывает опускания под уровень моря, лавы перекрываются морскими слоями (север Австралии к началу кембрия).

6. Нередко под плитными слоями, вмещающими траппы, обнаруживаются сложно построенные образования, отвечающие эпохам доплитной тектонической, магматической и метаморфической переработки молодых зон фундамента (сориолий, субиотний Балтийского щита). Это образования эпох повторного орогенеза, предварявших либо разделявших этапы накопления платформенных чехлов. Отсюда следует, что чехольные слои с траппами иногда перекрывают области, пережившие перед этим повторно- или рекуррентно-орогенный этап, выступая в качестве фронта для соседних геосинклиналей. Такие консолидированные и затем активизированные блоки земной коры развивались в режиме областей завершенной складчатости, по Ю.М. Шейнманну, в квазикратонном режиме, по Штилле, или в режиме кратонизации, по А.А. Богданову. Они прорывались интрузивами, накапливали вулканиты среднего либо щелочного состава, а также моласоиды наложенных впадин.

Таким образом, обнаружив в пределах платформы многофазные трапповые внедрения (даже без лав, расслоенных плитными слоями), можно установить по этому признаку, что платформа, развиваясь сопряженно с геосинклинальным поясом полициклической консолидации, сохраняла роль тыльной рамы. Разделение фаз траппового магматизма эпохами метаморфического омоложения краевой зоны платформы свидетельствует, что, разрастаясь с течением времени, платформа периодически меняла свою роль тыла на роль фронта по отношению к вергентности складок замыкавшихся геосинклинальных систем. Еще более выразительно об изменении такой роли платформы говорит переслаивание последовательных плитных ярусов, несущих траппы, с вулканомоласоидными комплексами рекуррентных орогенов (квазикратонов).

ТРАППЫ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ В РЯДАХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Формационное расчленение осадочных толщ, вмещающих молодые траппы, можно вести более уверенно, чем расчленение толщ докембрия.

При рассмотрении формационных рядов, вмещающих траппы мезозоя и кайнозоя, устанавливалось положение формаций, отражающих региональные опускания либо поднятия крупных взаимно сопряженных об-

ластей. Это позволило снять "климатическую ретушь" и выявить единственный (элементарный) формационный набор, обусловленный собственно тектоникой и содержащий траппы одной фазы становления. Масштабной единицей для ограничения элементарного формационного набора (ряда) служил геосинклинальный цикл фанерозоя.

Трапповый комплекс Приенисейской Сибири

Приенисейская Сибирь — это западная часть Сибирской платформы, западный склон Анабарской антеклизы (Маймеча-Котуйская провинция), Западный и Центральный Таймыр. Основой анализа этого региона служат многолетние исследования автора. Регион Приенисейской Сибири наиболее сходен с теми трапповыми провинциями, которые на других материках оказываются наименее информативными для их тектонической позиции. Приенисейская Сибирь сопоставляется по всем своим параметрам с такими областями развития траппов, которые наиболее сильно замаскированы краями океанских впадин. В них океанические пространства глубоко внедряются внутрь трапповых провинций, оставляя на континентах лишь самые внешние краевые зоны, т. е. зоны древних платформенных щитов и прилежащих к ним окраин плит, именно те области, которые расположены на платформе в Приенисейской Сибири. Действительно, западная часть Сибирской платформы граничит с Западно-Сибирской плитой. Прямыми аналогами платформенной части Урало-Сибирской трапповой провинции являются бассейн Параны Южной Америки, южная часть плато Декан Индостана, западные бассейны Австралии с их траппами, район Коаковельд Африки, наконец, регионы Восточной Гренландии, Британии, Шпицбергена, хотя в последних в фундаменте широко развиты каледонские комплексы.

Сибирская платформа, как и материковые края перечисленных регионов, обрезана границей молодой плиты Западной Сибири. Последняя структурно выполняет здесь роль океанической впадины. Таким образом, тектоническими аналогами Приенисейской Сибири являются как раз те области с проявлением молодого траппового магматизма на Земле, при выяснении пространственной позиции которых выше было сделано большое количество предположений. Поэтому автор счел возможным подробнее остановиться на этом регионе.

В отличие от впадин настоящих океанов, в Западной Сибири, как уже говорилось, плащ триасовых лав не сплошной. Поэтому наземное бурение не только достигло самих базальтовых комплексов, кое-где подстилающих плитный чехол, но смогло проникнуть и глубже. Глубокое бурение в Западной Сибири вскрыло, таким образом, "подлавовый" фундамент этого несостоявшегося океана и обнаружило в нем, как известно, замкнувшийся в герцинском этапе складчатый геосинклинальный пояс¹.

Тунгусская синеклиза, перекрытая траппами и представляющая собой наиболее крупную современную структуру Сибирской платформы, обычно рассматривается как типичная внутриплатформенная впадина. По об-

¹ Герциниды под чехлом Западно-Сибирской плиты предполагались ранее на основе анализа геологии окружающих областей.

шепринятому мнению, будучи огражденной с востока, юга и запада антеклизмами или выступами фундамента, она зависела в своем палеозойском развитии, с одной стороны, от режима прогибаний в смежной с севера области Таймыра, где предполагаются геосинклинальные условия в палеозое, а с другой — от активности поднятий на окружавших ее площадях, поставлявших в синеклизу обломочный материал.

Показанное Ю. Е. Погребницким [1971] развитие Таймыра в палеозое сделало сомнительной связь платформенной трапповой активизации с процессами, происходящими в смежных геосинклинальных областях. Именно соотношение поля тунгусских траппов с герцинидами Таймыра было рассмотрено Ю. М. Шейнманном [1956] как один из типичных примеров связи траппового магматизма платформы с событиями в соседних геосинклиналях. Это одна из причин, заставляющая вновь обратиться к вопросу о положении Таймыра среди структур Сибири.

Современная структура Приенисейской Сибири

На самых северных площадях, в пределах архипелага Северной Земли, выделяются антеклизы восточного о-ва Большевик (рис. 21) с выходом на поверхность докембрийского фундамента платформы и палеозойская плита со слабоскладчатым палеозойским чехлом западных островов Октябрьской Революции и Комсомолец. Южнее располагается антиклинорий Горного Таймыра, отделенный от более южных платформенных площадей Енисейско-Хатангским мезозойско-кайнозойским прогибом. Область Горного Таймыра разделяется по географическому признаку на зоны Западного, Центрального и Восточного Таймыра. Различия в геологическом строении позволяют обособить южную часть полуострова, где располагаются смятые в крутые складки палеозойские отложения — область "палеозойского" Таймыра (или горы Бырранга), а также северное побережье, где на поверхности вскрываются докембрийские толщи — Северный, или "докембрийский" Таймыр.

В пределах западной части Сибирской платформы наиболее крупной структурой является Тунгусская синеклиза, границы которой в общем совпадают с выходами на поверхность вдоль ее краев продуктивной угленосной толщи верхнего палеозоя, а центральные части слагаются образованиями трапповой формации поздней перми—триаса. В современном виде синеклиза вытянута в северо-западном направлении. Ее восточный борт совпадает со склоном Анабарской антеклизы, юго-восточный — с пологим склоном Байкало-Патомского нагорья. Тунгусская синеклиза в районе среднего течения р. Ангары непосредственно сочленяется с Канско-Тасеевской депрессией. Северный борт на западе переходит в поднятие Енисейского кряжа. Северо-восточный склон кряжа вместе с районами междуречья Ангары (в ее нижнем течении) — Катанги (Подкаменной Тунгуски) образует пологонаклоненную моноклираль, обращенную к Тунгусской синеклизе. Западным бортом синеклизы служит зона приенисейских поднятий с выходами нижнепалеозойских и докембрийских образований. Зона поднятий сложная и состоит из двух кулисно расположенных структур типа валов, отчетливо очерченных геологическими границами: Хантайско-Рыбинской, к западу от которой располагается

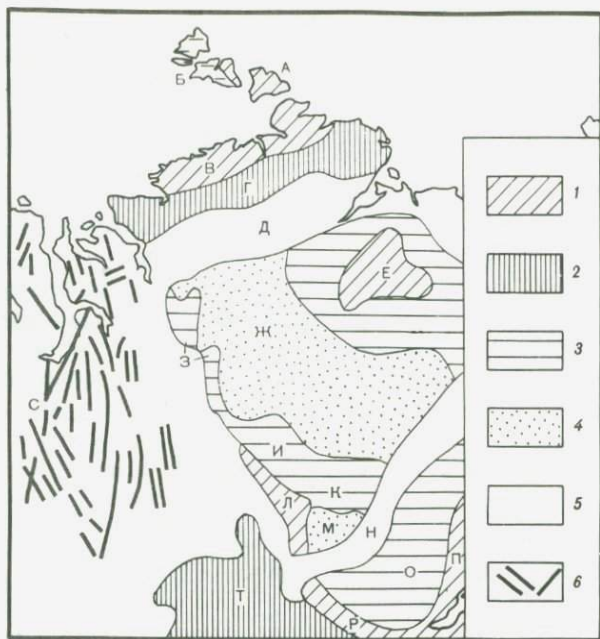


Рис. 21. Схема тектонического районирования Приенисейской Сибири

Отложения: 1–2 – складчатые (1 – докембрийские, 2 – палеозойские), 3 – нескладчатые ниже-среднепалеозойские, 4 – верхнепалеозойские и триасовые, 5 – мезозойские и кайнозойские; 6 – тафrogenные разломы в Западной Сибири; структуры: А – платформенная антекклиза (о-в Большевик), Б – слабоскладчатая плита островов Северной Земли, В – горст Северного (докембрийского) Таймыра, Г – область эпиплатформенной складчатости Таймыра (Бырранга), Д – Енисейско-Хатангский прогиб (мезозойско-кайнозойский), Е – Анабарская антекклиза, Ж – Тунгусская синеклиза, З – Туруханско-Игарская платформенная зона послетрапшовых дислокаций, И – Енисейская моноκлиналь, К – Ангаро-Катангское поднятие, Л – Енисейский кряж, М – Канско-Тасеевская депрессия, Н – Иркутский (мезозойский) прогиб, О – Иркутский амфитеатр, П – Прибайкальский выступ фундамента, Р – Восточно-Саянский выступ фундамента, С – Западно-Сибирская плита, Т – Саяно-Алтайская складчатая страна

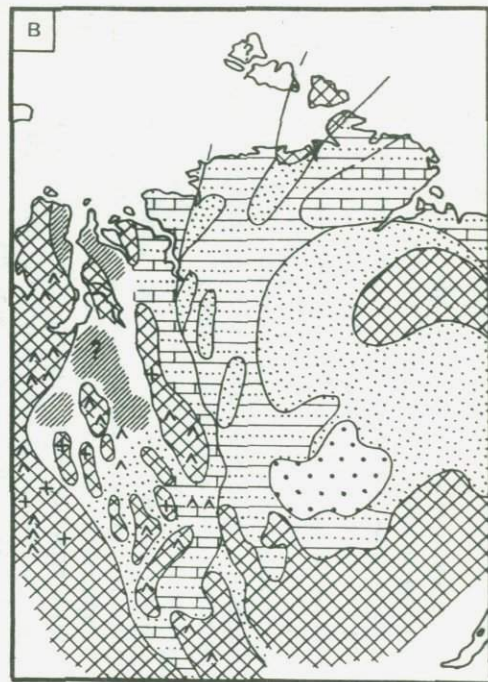
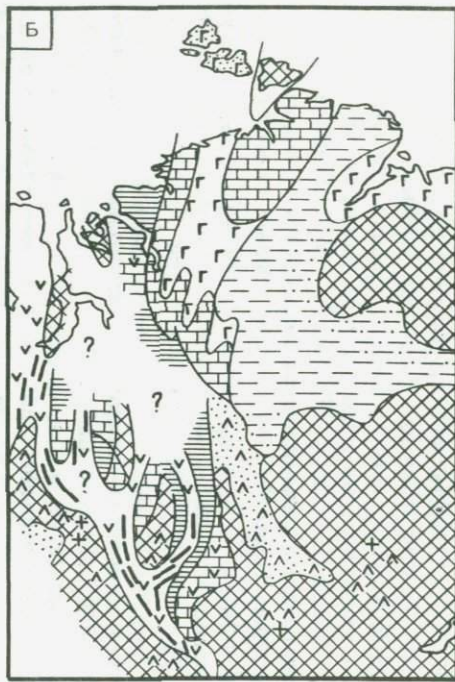
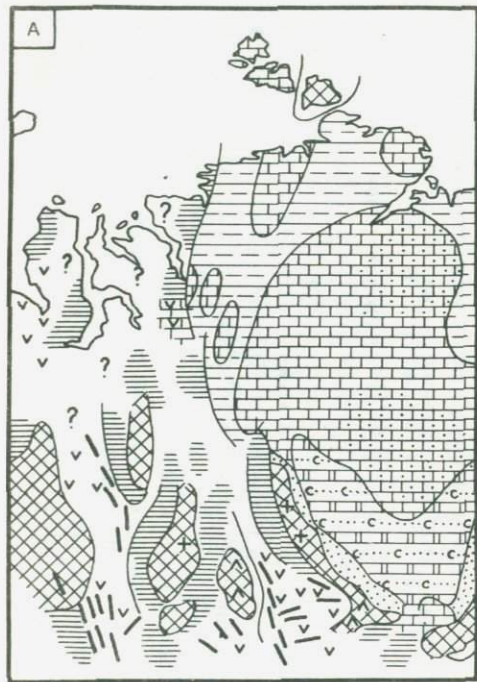
Норильская депрессия, и Летнинской. Непосредственно вдоль р. Енисея протягиваются наиболее приподнятые участки этих структур, в общем объединяемые как морфологическая форма под названием зоны Туруханско-Игарских дислокаций.

На левом берегу р. Енисея располагается Западно-Сибирская плита, в пределах которой под мезозойско-кайнозойским чехлом вскрыты скважинами отложения складчатого палеозоя с серией триасовых грабенов меридионального простирания. В южной полосе левобережья из-под чехла плиты выходят складчатые палеозойские структуры Саяно-Алтайской страны.

Типы отложений, несогласия. На большей части запада Сибирской платформы осадконакопление в кембрии проходило в условиях морского режима, унаследованного от позднего рифея и венда. Внутри толщ морского генезиса почти повсеместно прослеживается предкембрийское несогласие. В западной части Анабарского массива, на площадях, наиболее удаленных от геосинклинальных прогибов, оно представлено параллельным несогласием внутри карбонатных платформенных толщ. На юге, в Прибайкалье и Присяянье, а также на Енисейском кряже, карбонатные кембрийские отложения перекрывают орогенные терригенные толщи венда. Сходное положение подошвы кембрия отмечается для Центрального и Восточного Таймыра и для островов Северной Земли. Повсеместно эта поверхность отражает эпибайкальское несогласие, являющееся постороженным в примыкающих к платформе геосинклинальных системах байкалид, и характеризует эпоху расширения платформенных границ.

Предкембрийское несогласие исчезает внутри геосинклинальных толщ восточной части Алтае-Саянской страны, в системах, испытавших замыкание в салаирском цикле. Оно также отсутствует на северо-западе платформы [Драгунов, 1967] и на площадях Западного Таймыра [Погребницкий, 1971]. Это часто понимается как отсутствие геосинклинальных условий на байкальском тектоническом этапе на этих площадях, что позволяет исследователям проводить границу, отделяющую образования допозднерифейской Сибирской платформы от севера Енисейского кряжа, на северо-запад, через территорию Западной Сибири к Уралу. Однако наличие в Игарском районе, а также в западной части Центрального Таймыра позднерифейских вулканитов основного состава в карбонатных толщах, которые рассматриваются как геосинклинальные образования той эпохи [Мирошников, 1960], не позволяет предполагать платформенное развитие этих площадей в рифее. Отсутствие здесь предкембрийского несогласия говорит лишь о том, что в пределах обширной рифейской геосинклинали меридионального простирания, замкнувшейся в байкальском цикле на территориях Енисейского кряжа, Центрального Таймыра, Северной Земли, не произошло стабилизации на приенисейских северных площадях. Орогенный режим в венде здесь не проявился, а продолжался этап дальнейших геосинклинальных прогибаний, наиболее активных на площадях левобережья р. Енисей.

Это предположение подтверждается широким развитием на северо-западе платформы в нижнем и среднем отделах кембрия черных битуминозных сланцев — отложений глубоководных зон. Черносланцевые толщи в районах рек Курейки, Кулюмбе выполняют прогибы северо-восточного простирания и разделяются относительными поднятиями вдоль современных Летнинского, Хантайско-Рыбинского и Лудинского кулисно-расположенных валов, для которых типичны рифогенные фации. Такие отложения известны и далее к северу, в крайней западной части Центрального Таймыра. С востока они отделены зоной шельфовых фаций с выпадением из разреза верхнекембрийских слоев, затем вновь появляются на Восточном Таймыре, где область их развития смыкается к северу от Анабарского массива с зоной черносланцевых фаций вдоль платформен-



1a



16



2



3



4



5



6



7



8



9



10



11



12



13



14



15



16



17

ного края, граничного с геосинклинальными областями Верхоянья (рис. 22, А) [Основные..., 1969].

К западу от Анабара синхронными черносланцевым оказываются шельфовые карбонатные отложения. Зона их развития протягивается на Центральный Таймыр и далее к островам Северной Земли. На юге, в Приангарье, шельфовые фации сменяются доломитистыми разрезами с появлением соленосных толщ в нижнем кембрии.

Обстановка, характерная для кембрия, в общих чертах сохраняется также в ордовике и силуре (см. рис. 22, А; 23, А). В центре западной части платформы сохраняются условия для накопления мелководных карбонатных толщ. На крайних южных площадях, приближенных к областям Восточного Саяна, испытывавшим салаирский орогенез, в отложениях верхов кембрия и в ордовике широко распространены песчаники. Фации некомпенсированных погружений накапливаются по-прежнему в северо-западной части платформы и на западном Таймыре. Это темные битуминозные глины в среднем ордовике, граптолитовые сланцы в нижнем силуре. Поднятия салаирской эпохи тектогенеза отмечены на северо-западе платформы лишь появлением песчаных горизонтов в морских толщах ордовика, главным образом вдоль кулисных валов. Они никак не отразились на Таймыре, а на островах Северной Земли выразились угловым несогласием (до 30°) в основании ордовика, представленного здесь мощными толщами песчаников.

В геосинклинальных прогибах на юге левобережной части р. Енисей, в пределах Алтае-Саянской страны, в кембрии, ордовике и силуре накапливались толщи карбонатных сланцев и подводных основных эффузивов, в силуре на преобладающих площадях здесь формировались ритмично построенные толщи терригенных и карбонатных подводных отложений. Материалы бурения на центральных площадях Западной Сибири, сведенные в работах П. К. Куликова [1968] и В. С. Бочкарева [1975], свидетельствуют о широком распространении и в этом районе толщи нижнепалеозойских сланцев и спилитоподобных пород, нередко включающей линзы серпентинитов.

Отдельные крупные зоны в Западной Сибири слагаются метаморфическими образованиями допалеозойского возраста. Очень приблизительно и с разной степенью точности на разных участках они могут быть оконтурены в изолированные поля, представлявшие собой массивы ранней стаби-

Рис. 22. Схемы пространственного размещения геологических формаций Приенисейской Сибири

А — кембрий, ордовик, силур; Б — девон; В — карбон и пермь; формации платформы: 1 — карбонатная (а — рифтогенная, б — терригенно-карбонатная), 2 — соленосная, 3 — битуминозных мергелей и глин, 4 — сероцветная гипсоносная, 5 — красноцветная карбонатно-терригенная, 6 — лимническая угленосная; формации, общие для платформы орогенных областей и зон миогеосинклиналей: 7 — молассовая, 8 — паралическая угленосная (молассоидная или флишоидная для разных областей), 9 — молассовая вулканогенная; формации геосинклинали: 10 — спилитовая (вмещающая тела серпентинитов), а также основные вулканы в карбонатных формациях, 11 — аспидная, а также флишевая карбонатная, 12 — карбонатная стабилизированных (краевых) зон или срединных массивов, 13 — наземная вулканическая (главным образом андезитовая), 14 — гранитоидная плутоническая; области размыва: 15 — на платформе и в геосинклинали, 16 — предполагаемые в геосинклинали; 17 — области предполагаемого накопления формаций

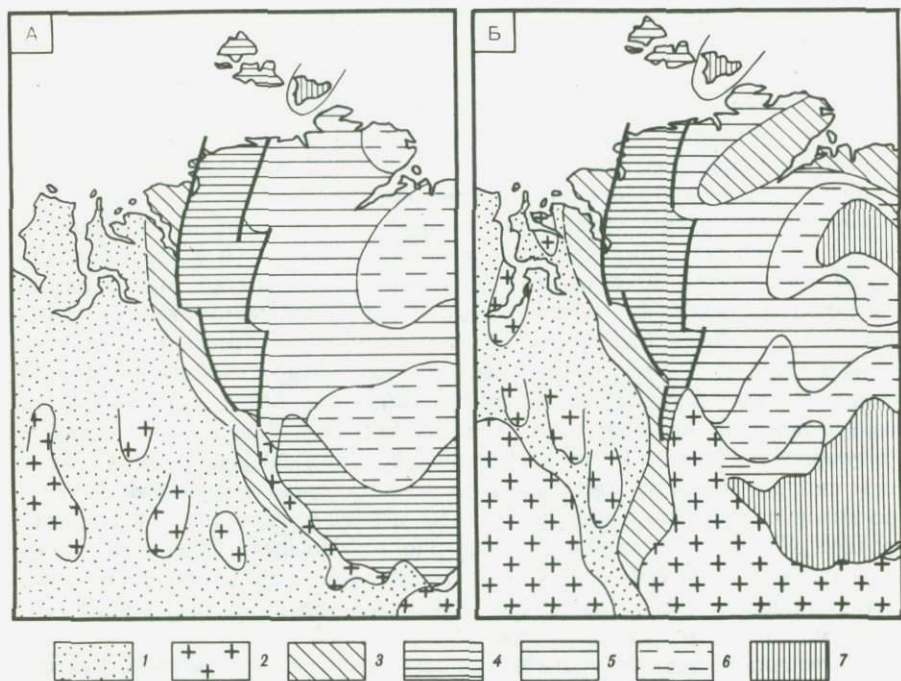


Рис. 23. Схема структур и мощностей чехла платформы для каледонского (А) и герцинского (незавершенного) (Б) этапов

1 — область геосинклинали, включающая эвгеосинклиналильные зоны; 2 — область ранней консолидации в пределах или вдоль края геосинклинали; 3 — миогеосинклиналильная зона приплатформенного края или внутриплатформенного ответвления (Восточный Таймыр) геосинклиналильной области; мощности платформенных отложений: 4 — большие, 5 — средние, 6 — малые (для каледонского этапа соответственно: > 3000, 3000–1000, < 1000 м; для герцинского > 1500, 1500–500, < 500 м); 7 — области размыва

лизации внутри геосинклиналильного пояса, частью перекрывавшиеся глинисто-карбонатными отложениями (см. рис. 23, А).

Позднесилурийские, собственно каледонские движения обусловили замыкание ряда геосинклиналильных систем, граничащих с платформой на юго-западе, и привели к смене условий осадконакопления на платформе. Произошло поднятие всех ее южных площадей до широты р. Подкамменная Тунгуска. Шельфовые моря центральных и северных территорий платформенного блока стали теперь прибрежными равнинами, а зоны глубоководных прогибов вдоль р. Енисей обратились в лагуны, обособленные от глубокого моря на западе выступами валов. Лагуны, протянувшиеся полосой от северных приенисейских районов к западным площадям Центрального Таймыра (бассейн р. Тарей) и далее, до островов Северной Земли, стали заполняться гипсоносными сероцветными доломитовыми толщами.

Формации и структуры. Несогласие в основании кембрия, отразившее в регионе полную стабилизацию геосинклиналией байкальского цикла развития, может быть сопоставлено по своему повсеместному прояв-

лению в западной части платформы лишь с позднесилурийским несогласием, отразившим замыкание каледонских геосинклиналей Алтае-Саянской страны. Кембрийско-силурийский этап развития платформы совпал с этапом созревания геосинклинальных систем каледонского тектономагматического цикла (ранние прогибания в них относятся еще к позднему докембрию). Поэтому рассмотренный интервал можно назвать каледонским этапом развития платформы.

Развиваясь сопряженно с геосинклинальным поясом, платформенный блок не испытывал столь же значительной дифференциации в режимах накопления отложений. Его толщи, образованные на каледонском этапе развития, можно охарактеризовать как несколько крупных формаций, точнее надформаций, поскольку часть из них естественно подразделяется по парагенетическим признакам пород, связанных с положением отдельных структурных зон, в латерально-вертикальные ряды частных формаций (см. рис. 22, А; 23, А).

В Ангаро-Катангском междуречье и на западном склоне Анабарского массива накопилась, по существу, единая известняково-доломитовая, частью терригенная надформация кембрия—силура с мощностями 100—500 м. Она латерально сопрягается на юге, в районе Иркутского амфитеатра, с двумя сменяющими одна другую в разрезе формациями — соленосной нижнего кембрия и гипсоносной карбонатно-терригенной среднего кембрия—силура. Внутри последней обособляется терригенная молласоидная подформация среднего кембрия—ордовика, представляющая собой асимметричную линзу вдоль южного края платформы. Общая мощность формаций Иркутского амфитеатра достигает 4 тыс. м, что позволяет отметить здесь крупный периферический прогиб (см. рис. 22, 23, А).

Иркутский периферический платформенный прогиб (в его пределах выделяются частные структуры) может рассматриваться как перикратонный, поскольку он развивался одновременно с геосинклинальными системами Саяно-Байкальской страны и отделялся от них лишь узкими линейными поднятиями зон ранней (байкальской) стабилизации, сохраняя такую тектоническую позицию вплоть до позднего силура. Иркутский перикратонный прогиб в каледонском этапе наследовал в своем развитии более раннюю байкальскую структуру той же природы. В Прибайкалье структура выделена Е.В. Павловским [1959] как перикратонное опускание с заложением в рифее. В полном объеме Иркутский прогиб включает серии краевых платформенных отложений, синхронные толщам ранних стадий развития соседних геосинклинальных систем, и линзы грубообломочных отложений, синхронные орогенным стадиям развития систем (смещающиеся в пространстве "обломочные клинья" форланда в понимании Кинга [1960]). Это следующие геологические тела: 1) толща верхнего рифея и линза вендских орогенных отложений, синхронные комплексу байкалид; 2) смещенная в пространстве к западу толща венда и нижнего—среднего кембрия, перекрытая орогенной толщей, синхронная комплексу салаирид; 3) маломощная толща силура, синхронная поздним прогибаниям значительно сместившихся к югу геосинклинальных трогов каледонид, для которой линза орогенных отложений в пределах прогиба отсутствует (толща Рыбинской впадины отличается по возрасту, составу отложений и расположению в пространстве).

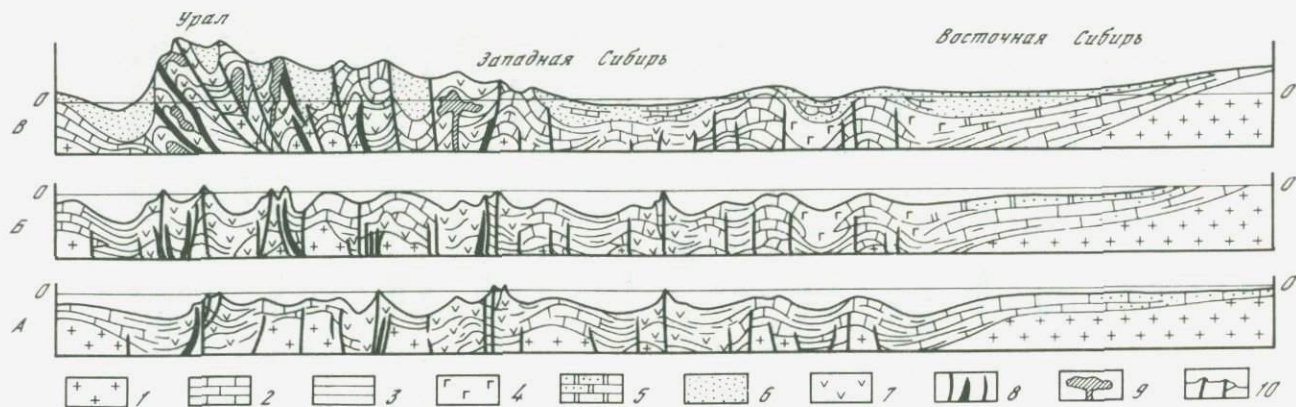


Рис. 24. Схематические палеотектонические профили с элементами палеогеографии

А – кембрий, ордовик, силур; Б – девон; В – карбон–пермь; 1 – докембрийский фундамент; формации: 2 – карбонатная, в том числе рифогенная, 3 – сланцевые (аспидные и флишевые), 4 – гипсоносная сероцветная, 5 – карбонатно-терригенная, в том числе красноцветная формация, 6 – орогенные – молассы и их аналоги на платформе (угленосная надформация), 7 – спилитовые, а также андезито-базальтовые островных дуг; 8 – разломы, в том числе с телами серпентинитов; 9 – гранитоиды; 10 – вулканы на поверхности и магмоподводящие каналы в коре

Известняково-доломитовая надформация центральных площадей западной части платформы латерально сочленяется на северо-западе с надформацией битуминозных мергелей и глин кембрия—нижнего силура. Последняя распространена в Приенисейской полосе и на Западном Таймыре и имеет мощности 3000—4000 м (см. рис. 22, А; 23, А; 24, А). Надформация представляет собой комплекс сопряженных в пространстве формаций битуминозных глин и органогенную известняково-доломитовую (рифогенную), характерную для разделяющих валов. Северо-западная часть Приенисейской зоны, где фиксируются большие мощности, обособляется в субмеридиональный асимметричный Приенисейский платформенный прогиб со сложным внутренним строением (серия конседиментных валов и прогибов). Этот прогиб, как и южный, Иркутский, логично, по мнению автора, рассматривать как перикратонный, соседствующий в развитии с активно развивающейся геосинклиналью, расположенной на левобережье р. Енисей.

Перикратонная природа прогиба на каледонском этапе подтверждается непосредственным смыканием зон некомпенсированных прогибаний на платформе с подобными зонами в пределах Западной Сибири, откуда на платформу постоянно наступали морские трансгрессии и вдоль границы с которой в зоне кулисных валов развиты контрастные поднятия, в них отмечаются обломочные толщи, соответствующие эпохам каледонских воздыманий — салаирского (поздний кембрий — ордовик) и собственно каледонского (поздний силур). Следует отметить также наличие аллохтонного вулканического материала в толщах нижнепалеозойских отложений вдоль западного края платформы. Это — прослой туфов кислого состава в междуречье Кулюмбе — Нижняя Тунгуска, в горизонтах, соответствующих регрессиям в ордовике и силуре, а также базальтовые пеплы в карбонатных породах, отвечающих силурийской трансгрессии (лландовери).

Бурением на левобережье Енисея в Игарском и Ермаковском районах вскрыты лишь шельфовые карбонатные толщи с рифогенными фациями на продолжении простирающихся сюда кулисно расположенных приенисейских валов. Правда, в скважинах района Усть-Порта среди карбонатных толщ кембрия присутствуют тела долеритов (эффузивов?) и туфогенный материал основного состава [Запорожцева, 1958; Мирошников, 1960], вероятно, западнее этого района находятся зоны более значительного раннепалеозойского базитового магматизма, который широко проявлен на Северном Урале, а также в центральных и южных областях Западной Сибири [Куликов, 1968; Бочкарев, Рудкевич, 1975].

Осадочные формации архипелага Северной Земли как платформенные включают молассоподобную несогласно залегающую толщу ордовика. Появление этой характерной толщи позволяет предполагать здесь северо-западный край палеозойской платформы, соседствующий на западе с одной из геосинклинальных систем сложного Западно-Сибирского геосинклинального пояса, испытавшей складчатость и поднятия в салаирскую эпоху тектогенеза.

Типы отложений, несогласия, формации. В начале девона в западной части платформы начался новый этап погружений. Сланцевые глинисто-карбонатные шельфовые толщи, широко распространенные в северной части региона, достигают наибольших мощностей на западе и северо-западе, а также на Таймыре. Здесь толщи теряют красный цвет, типичный для центральных и южных платформенных площадей.

В разрезах повсеместно отмечается несогласие, отражающее эпоху вертикальных подвижек в начале среднего девона. Особенно ярко оно проявлено в сводовых частях краевых валов вдоль Енисея, на юге региона и на западном склоне Анабарской антеклизы. Поднятиям предшествовала и сопутствовала вспышка вулканизма на площадях Западной Сибири. Она отразилась на платформе появлением в разрезах ее западной периферии вулканических пеплов в одновозрастных отложениях. Лавы основного состава известны из разрезов морских карбонатных отложений района Усть-Порта, что позволяет рассматривать этот участок как краевой по отношению к расположенной еще далее на западе собственно вулканической зоне в пределах Западной Сибири (см. рис. 22, Б; 23, Б). Датированные девоним спилитоподобные образования, нередко с телами гипербазитов, известны не только в приуральских областях Западной Сибири, но и в ее центральных частях. Здесь очень условно по материалам пока еще редкой сети буровых скважин участки их развития обособляются в протяженные зоны, разделенные изометрическими полями более древних образований или карбонатно-сланцевых толщ, иногда содержащих палеонтологические остатки (см. рис. 22, Б).

Образования среднего и верхнего девона отражают повсеместно на платформе условия морского, а в конце девона (фамен), на крайнем западе — лагунного осадконакопления. Средне-верхнедевонские отложения крайней юго-западной части платформы (Рыбинская впадина, Енисейский кряж), а также крайней северо-западной (Северная Земля) характеризуются присутствием грубообломочных красноцветов больших мощностей. Это отражает близость указанных площадей к региону, испытывавшим складчатость в каледонском цикле и орогению — в девоне. Для Рыбинской впадины таким регионом является Саяно-Алтайская страна. Для Северной Земли области со сходным режимом развития могут лишь предполагаться в пределах современной акватории Карского моря.

Красноцветная терригенная надформация девона состоит из обломочной красноцветной формации южных периферических платформенных площадей и лагунной эвапоритовой сероцветной северных приенисейских площадей [Макаренко, 1969]. Формации Таймыра — морская сероцветная на его центральных площадях и формация черных битуминозных сланцев на западных площадях, последняя протягивается в Западную Сибирь (см. рис. 23, Б; 24, Б).

Толщи карбона почти повсеместно отделены от подстилающих отложений стратиграфическим несогласием, приходящимся на фаменский век. Перерыв сокращается в Норильском районе и на западе Таймыра, где девонские толщи доманикового типа сменяются отложениями карбонатного кульма в нижнем карбоне. Среднетурнейская трансгрессия,

как и все более ранние, наступающая с запада, привела к накоплению маломощной толщи карбонатных пород. Эта толща постепенно сменилась вверх по разрезу на западных площадях прибрежно-морскими, а восточнее — континентальными отложениями угленосной толщи среднего карбона — перми. Последние содержат в Приенисейской полосе карбонатные прослои в нижних, а на северо-западе и в верхних, пермских, слоях. Морские прослои в крайних западных разрезах платформы, как и в разрезах Западного Таймыра, определяют паралический характер угленосной толщи (см. рис. 23, В; 24, В).

Морские трансгрессии на Восточный Таймыр наступают с востока, из областей Верхоянья. Площадь развития восточнотаймырских прибрежно-морских фаций отделяется от Западно-Таймырского паралического угленосного бассейна областями менее мощного и преимущественно континентального накопления в пределах Тарейского вала Центрального Таймыра, где угленосная толща залегает с эрозионным и стратиграфическим несогласием на морских толщах нижнего карбона [Палеогеография..., 1967].

Таким образом, континентальное накопление в позднем палеозое на платформе начинается компенсированием впадин, унаследованных от среднепалеозойских погружений ее западного края. Несогласное залегание (географическое) угленосных континентальных толщ в центре и на востоке платформенного региона отражает лишь расширение сферы накопления в этот период. Сходный характер носит так называемое предбургуклинское несогласие внутри угленосной толщи, отражающее еще более широко распространившиеся условия континентального накопления на платформе в пермский период.

В областях Западной Сибири в карбоне и перми происходили складчатость и орогенические поднятия в замкнувшихся геосинклинальных прогибах. Поднятия повлекли за собой оформление компенсационных структур — краевого прогиба в Приуралье на Восточно-Европейской платформе, серии межгорных впадин внутри эпигеосинклинального орогена в Западной Сибири и своеобразной структуры его восточной периферии (см. рис. 22В; 25). Последняя протягивалась от Кузнецкого бассейна на юг вдоль левобережья р. Енисей к Таймыру и отличалась прогибаниями и накоплением осадков в условиях мелкого моря или прибрежных равнин, что в значительной мере препятствовало выносу на платформу обломочного материала со стороны западносибирского герцинского орогена. В связи с этим на платформе вплоть до конца поздней перми накапливался преимущественно автохтонный обломочный материал наиболее тонкий именно вдоль западного края. Платформа подвергалась морским трансгрессиям, по-прежнему наступающим с запада.

Как надформация угленосная толща платформы, подстилаемая карбонатной формацией турне, включает формации: лимническую угленосную центральных и восточных площадей запада платформы, а также паралическую угленосную Западного и Восточного Таймыра, Норильского, Кулюбинского и Курейского кулисных приенисейских прогибов, "открытых" в Западную Сибирь (см. рис. 23, В).

Структуры девонско-пермского этапа. Красноцветная терригенная надформация девона является нижней в ряду формаций де-

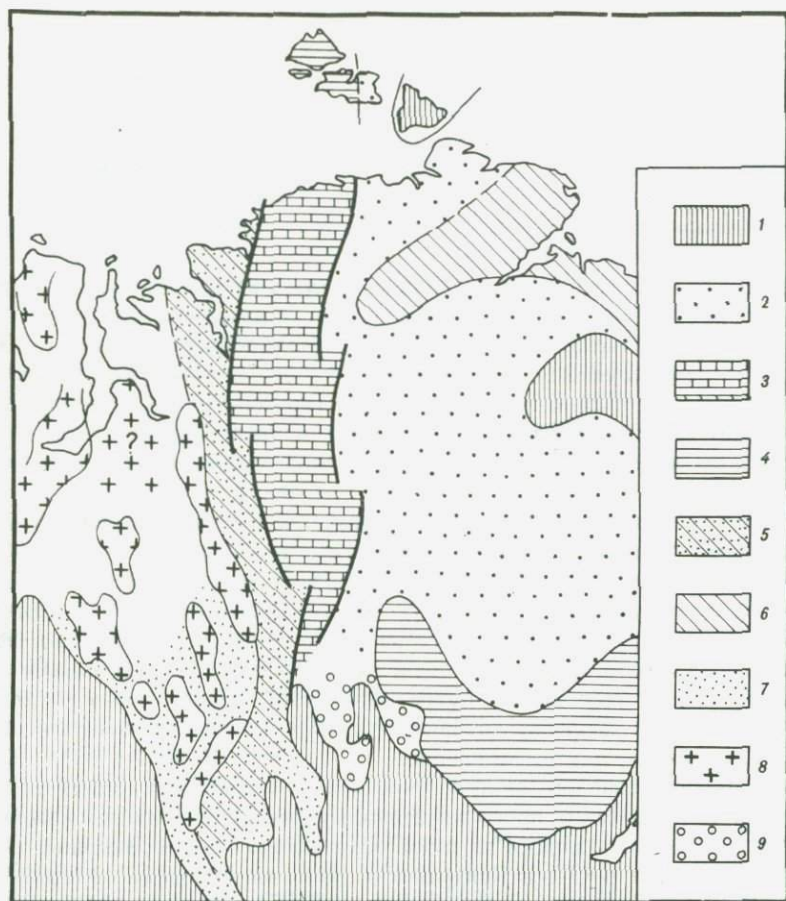


Рис. 25. Схема тектонического районирования Приуральской Сибири в поздней перми, перед эпохой траппового магматизма

1 – антеклизы платформы и орогенные поднятия областей завершённой складчатости; 2 – плита стабильного платформенного блока; перикратонные прогибы; 3 – Приуральский, 4 – Иркутский край платформы, осложнённый в позднем палеозое наложенными тектоническими формами; 5 – миогеосинклинальная зона герцинид Западной Сибири, включающая толщи компенсационных орогенных структур; 6 – миогеосинклинальная эпикратонная апофиза геосинклинали Верхоянья, выполненная аналогами флишoidных формаций; 7 – орогенные впадины герцинид Западной Сибири; 8 – антиклинорные зоны герцинид Западной Сибири, унаследованные и новообразованные; 9 – наложенные впадины рекуррентного орогенеза ранее стабилизированных областей

вонско-пермского этапа. Формации карбона и перми, перекрывающие девонскую, повсеместно в регионе отражают единую направленность его развития – увеличение скорости региональных прогибаний с накоплением морских толщ от девона к раннему карбону, а затем – повсеместный переход к континентальному осадконакоплению, максимально проявленному в поздней перми. Девонско-пермский этап развития платформы в общем отражает сходную направленность движений герцинских гео-

синклинальных систем, в том числе и смежных систем Западной Сибири, и его можно охарактеризовать как герцинский этап развития.

Следует подчеркнуть, что этот этап в перми оказался не завершенным, так как режим прогибаний с накоплением в карбоне и перми континентальных и прибрежно-континентальных (Приенисейская полоса) отложений не кончился на платформе общей эпохой поднятий, размыва и региональной структурной перестройкой платформенного блока. Такой перестройке предшествовала в Сибири эпоха трапповых излияний, поэтому в конце поздней перми платформенный регион Приенисейской Сибири переживал конечную, но еще не заключительную стадию герцинского этапа развития.

Наименьшие мощности всего девонско-пермского формационного комплекса (см. рис. 22, Б) характерны для южных и центральных площадей западной части платформы, где в Ангаро-Катангском междуречье выпадают из разрезов девонские и нижнекаменноугольные толщи. Далее на юге, в Приангарье, отсутствуют лишь толщи девона. Появление базальтоидной и красноцветной девонских формаций в Рыбинской впадине приводит здесь к резкому раздуву мощности всего комплекса. От центральных площадей комплекс формаций примерно с теми же мощностями (500—600 м) протягивается к западным склонам Анабарского массива. В направлении к Приенисейской полосе мощность комплекса, в котором исчезают все меж- и внутрiformационные несогласия, последовательно нарастает и приближается к 2000 м в междуречье Бахта-Нижняя Тунгуска, превышая 2 тыс. м на северо-западе, в Норильском, Кулюмбинском и Курейском частных прогибах (с сокращением мощностей, появлением перерывов и несогласий вдоль кулисных валов).

Таким образом, комплекс герцинских осадочных формаций в общем наследует каледонскую структуру региона. Иркутский перикратонный прогиб наследуется слабо выраженным каменноугольно-пермским Канско-Тасеевским прогибом, сопрягавшимся на западе с девонской Рыбинской наложенной впадиной. Центральные части по-прежнему сохраняют свое положение наиболее стабильного участка. Западная полоса зоной наибольших мощностей наследует каледонский перикратонный прогиб платформы, развивающийся синхронно с областями геосинклинального развития Западной Сибири. Приенисейский перикратонный прогиб, как и в каледонском цикле, протягивается на Таймыр и Северную Землю.

О нижнем контакте наземной толщи траппов

Широко распространено мнение, что трапповому магматизму в Сибири предшествовали сводовое поднятие региона, размыв и перестройка структурного плана платформенного блока, а также, что сам этап платформенной магматической активизации является самостоятельным и обособленным в своем структурном выражении от предшествующего развития территории. Это мнение представляется неправильным по следующей причине.

На большей площади западной части Сибирской платформы и Таймыра трапповый наземный комплекс, состоящий из нижней туфогенной и верхней лавовой толщ, залегает согласно на угленосной толще. Когда

туфогенные отложения залегают с постепенным переходом (в разрезах чередуются вулканогенные и терригенные углесодержащие слои), в их основании имеются фаунистические остатки и флора пограничных слоев перми и триаса [Садовников, 1964]. Участки, в которых обнаруживается несогласие, отделяющее терригенные палеозойские отложения от вулканогенных (западные склоны Анабара, Ангаро-Катангское междуречье), — полностью унаследованные от раннего палеозоя положительные тектонические формы [Макаренко, 1971]. Само же несогласие (обычно географическое) в этих областях отражает перерыв и эрозию, предшествующие не началу накопления вулканогенных пород тутончанской, амбарнииской, правобоярской свит, а накоплению верхней части туфогенного комплекса. На юге (ангаро-катангское междуречье) это так называемое предкорвунчанское несогласие, последовавшее после эпохи накопления нижней в трапповом комплексе тутончанской свиты. Таким образом, эрозия, синхронная указанному перерыву, лишь уничтожает на унаследованных поднятиях самые нижние вулканогенные слои вместе с верхними слоями подстилающей продуктивной толщи. Это местами проявленное несогласие оказывается по своему положению не меж-, а внутриформационным. По значимости соответствующей структурной перестройки оно гораздо менее выражено, чем подобное внутриформационное "пребургуклинское" несогласие в угленосной толще ранней перми. Если же сравнить с указанным несогласием такие регионально проявленные на платформе структурные обновления, как преддевонское или предкаменноугольное, то они гораздо значительнее.

Палеоструктура наземной толщи траппов платформы

Современные мощности наземной толщи траппов определяются в значительной мере последующим размывом, поскольку сама толща почти везде является верхним горизонтом платформенного чехла. Однако она и в современном состоянии, как и все подстилающие ее формационные линзы, обнаруживает резкое нарастание мощностей с юго-востока (до 400 м в Приангарье) на северо-запад (до 3000 м в Норильском районе). Мощные толщи наземных траппов распространены и к северу от Тунгусской синеклизы в Западном и Центральном Таймыре (более 3000 м).

Палеоструктура наземных траппов достаточно четко восстанавливается по закономерностям регионального метаморфизма углей в подстилающих продуктивных отложениях [Мазор, 1974; Макаренко, 1974]. Эти закономерности убедительно свидетельствуют о первичной асимметрии трапповой толщи по мощности и об отсутствии на этапе образования лавового чехла морфологически выраженной барьерной полосы приенисейских поднятий. Конседиментные валы на западе перекрывались траппами, а для современных поднятий, частью наследующих эти валы, однозначно документируется послетрапповая горстовая природа. В современных приенисейских горстах известны глубоко эродированные плутоны траппов — корни эффузивного покрова.

Область развития траппов полностью совпадает с полем распространения верхнепалеозойской угленосной формации. В пределах Таймырской южной полосы интенсивных позднепалеозойских прогибаний мощности

траппов относительно северных областей Тунгусской синеклизы не увеличиваются. Трапповый щит распространялся от платформы на Таймыр с единой зональностью, общей для этих крупнейших структур, [Палеогеография..., 1967].

Итак, в палеоструктурном плане мощности траппов, как и всех подстилающих палеозойских толщ, оказываются наибольшими в пределах Приенисейской полосы. Логично считать эту зону перикратонным прогибом, поскольку она наследует форму и знак движения соответствующей палеозойской сложной структуры. Ранее для аргументации ее перикратонной природы говорилось о пространственной сопряженности ее платформенных формаций с геосинклинальными формациями Западной Сибири (см. рис. 25).

Основные вулканиты в Западной Сибири

Под молодым платформенным чехлом в Западной Сибири бурением обнаружены грабены, заполненные отложениями верхней перми—лейаса (см. рис. 21, 26). Отложения разделяются на два разновозрастных комплекса. Толщи в нижних частях грабенов залегают с размывом и представлены главным образом туфами и базальтами, толщи верхних горизонтов в грабенах представлены вулканомиктовыми, часто угленосными молассоидными образованиями [Соболевская, 1973]. Возраст нижней толщи, выполняющей грабены (туринская серия), датируется в настоящее время не более точно чем поздняя пермь — средний триас [Белоусов и др., 1972]. В Зауралье нижний горизонт собственно вулканитов (бичурская свита) относится к нижнему триасу, хотя содержит фауну и пермского облика. По И. И. Тужиковой и А. Н. Курбежековой [1973], в разделяющих эффузивы осадочных слоях с повышенной карбонатностью установлено наличие пермских акритарх, известных только из морских и лагунно-морских отложений. Это говорит о низком стоянии поверхности лавовых излияний над уровнем моря, а возможно, ниже уровня.

На платформе именно на этот хронологический интервал приходится накопление преобладающей части толщи траппов. Верхний возрастной предел региональных трещинных лавовых излияний определяется перекрытием лавового комплекса в скважинах района Усть-Порта, в скважинах к северу от Норильского района (Тундринская площадь), а также в разрезах на Восточном Таймыре (мыс Цветкова) пестроцветными глинистыми и вулканомитовыми породами с фауной верхней части индского яруса триаса.

Эпоха накопления щелочных базитов и ультрабазитов, а также эпоха платформенных деформаций синхронны продолжающемуся, хотя и менее мощному базальтовому вулканизму в Западной Сибири и накоплению молассоидов в обособившихся грабенах. Уже толщи верхов вулканогенной серии (анохинская свита среднего триаса [Тужикова, Курбежекова, 1973]) содержат обломки подстилающих эффузивов, размываемых в пределах горстов. Это свидетельствует о начавшихся блоковых дислокациях. Вышележащие образования челябинской серии верхнего триаса — лейаса в грабенах — чисто континентальные, грубообломочные и почти не содержат вулканического материала.

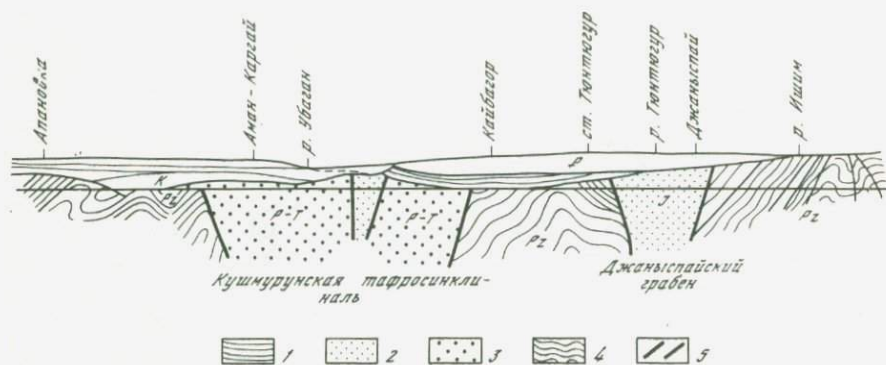


Рис. 26. Тафрогенные грабены Западной Сибири (по В.Н. Соболевской [1973], с упрощением)

Отложения: 1 – меловые и моложе, 2 – юрские, 3 – позднепермско-триасовые, 4 – палеозойские; 5 – разломы

Разрезы триасовых грабенов Западной Сибири и Фадьюкудинского грабена Таймыра очень сходны. Их верхние горизонты одинаково датируются концом триаса, нижние – концом перми – ранним триасом. Кажется возможным допустить сходство и в условиях их образования. В этом случае надо предполагать распространение траппового чехла в конце перми – раннем триасе за пределы платформы на эродированный и низкостоящий относительно уровня моря эпигеосинклинальный ороген Западной Сибири – вплоть до зоны уральских поднятий. Чехол, вероятно, был не сплошным, распространялся пятнами, но лишь после его становления последовало образование грабенов на более обширных изометричных полях. Это происходило уже на этапе тафрогенеза, сопровождаемого более дифференцированным (с появлением липаритовых отщеплений [Иванов, 1974]) базитовым магматизмом. Действительно, как в грабенах центральной части Западной Сибири, так и в не затронутых тафрогенезом ее северо-восточных областях вулканические образования пермско-раннетриасового импульса магматизма захоронены внутри прибрежно-морских или лагунных слоев [Тужикова, Курбежекова, 1973]. Однако и сами вулканиты и переслаивающиеся с ними осадки полностью размыты в разделяющих горстовых формах. Вместе с тем известно, что пермско-раннетриасовые базальты туринской серии, залегающие в основании грабенов Западной Сибири, испытали значительные приразломные дислокации, которые привели в ряде случаев к зеленокаменным изменениям [Соболевская, 1973].

Как отмечают многие исследователи – и на основании бурения и на основании материалов геофизики – внутри всех горстовых структур тафрогена, непосредственно под мезозойско-кайнозойским чехлом молодой плиты повсеместно распространены интрузивные трапповые тела. Это прямо свидетельствует об интенсивной эрозии горстов, обнажившей глубинные магматические образования до перекрытия их молодым платформенным чехлом. Следовательно, в морфологическом отношении горсты под чехлом молодой плиты Западной Сибири не отличаются от горстовых

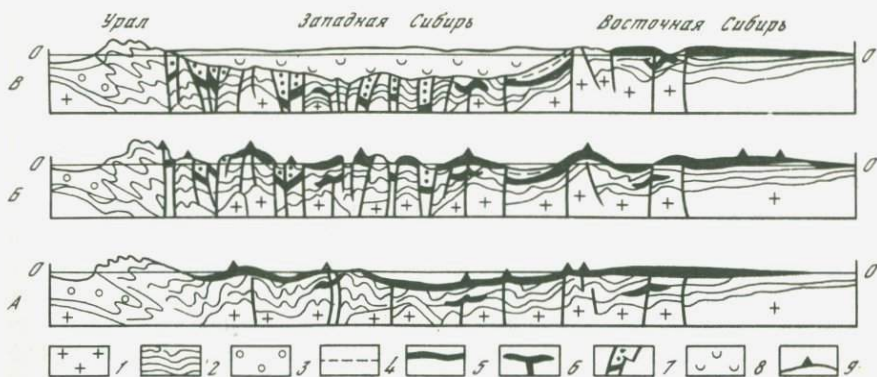


Рис. 27. Палеотектонические профили для северных площадей Урало-Сибирского региона

А – ранний триас; Б – конец раннего–поздний триас; В – современная эпоха; 1 – фундамент; формации: 2 – карбонатная, аспидная и флишевая, 3 – молассовая в краевом прогибе, 4 – карбонатно-терригенная красноцветная; траппы: 5 – эффузивные, 6 – интрузивные; 7 – грабены; 8 – среднеюрско-кайнозойский комплекс Западно-Сибирской плиты; 9 – палеовулканы

поднятий Игарского района, северной части Енисейского кряжа, от послетрапповых горстов Таймыра. Для всех этих форм, где ныне имеются лишь корни траппового покрова, региональное распространение базальтов в раннем триасе доказывается достаточно убедительно, в частности, по региональному метаморфизму углей продуктивной толщи на бортах структур. В их пределах, однако, уже в предсреднеюрское время оказались вскрытыми древние, в том числе докембрийские метаморфические толщ, пронизанные молодыми дайками и плутонами долеритов. Следовательно, само наличие структур с выходами палеозойских и докембрийских образований под чехлом Западной Сибири совсем не говорит об их существовании в виде горстовых выступов на этапе излияния базальтов. С большей степенью вероятности можно считать, что такие горсты возникли и подверглись эрозии лишь после эпохи главных (площадных) излияний, как это произошло с краевыми структурами платформы.

Непрерывные разрезы от триасовых к юрским слоям в лагунных и морских фациях, перекрывших лавы, прослежены в северных районах левобережья Енисея [Белоусов и др., 1972; Куликов, 1968]. Эти области не испытали поднятий на тафрогенном этапе, а сразу после эпохи базальтовых эффузий оказались погруженными ниже уровня Мирового океана (рис. 27, А, Б, В).

История триасового магматизма Сибири

В конце перми – начале триаса базальтовые излияния, наиболее мощные (более 3 тыс. м) в Приенисейской полосе, распространились и на эродированный, эпигеосинклинальный ороген Западной Сибири. Толща лав в Приенисейской зоне формировалась частью в подводных условиях. Одновременно с излиянием лав регион испытал дальнейшие опускания. На левобережье базальты перекрывались красноцветными лагунными,

вулканомиктовыми, а выше — морскими карбонатными толщами триас-юры. Сплошной трапповый щит платформы распался на изолированные базальтовые поля и, наконец, выклинивался в пределах Урала, где продолжали существовать поднятия, поставившие обломочный материал на Запад. В дальнейшем Западная Сибирь была перекрыта сплошным покровом осадочных толщ и превратилась в молодую платформу. Возрастная граница в основании платформенного чехла была скользящей.

Этапы траппового магматизма платформы и финального магматизма в пределах эпигерцинского орогена, в результате которых сформировался единый базальтовый щит (вероятно, несплошной в Западной Сибири), совпали с общими погружениями в регионе. Погружения можно оценить как конечное оседание — финальное обрушение орогена. На ранних стадиях тафрогенеза Зауралье и центральные области Западной Сибири, частью перекрытые лавами, постепенно вновь вовлекались в поднятия, испытывая блоковые дислокации. Структура тафрогена представляла собой поначалу подводную воздымавшуюся систему горстов и грабенов. По морфологии и структуре она была вполне сравнимой с современными океаническими хребтами. Асимметрия этого триасового тафрогена — всей системы горстов и грабенов, примыкавших на западе к Уральским горам и материковым областям Восточно-Европейской платформы, позволяет сравнить его с ассиметричным Восточно-Тихоокеанским поднятием в участках примыкания к Кордильерам Северной Америки.

Палеогеографическая обстановка в регионе была, таким образом, сходна по морфологическим признакам рельефа с обстановкой океанского дна, но только на более высоком гипсометрическом уровне; морские фации накапливались лишь на северо-востоке. Действительно здесь существовал обширный базальтовый щит, частью погруженный ниже уровня моря и осложненный на западе поднятием с горстово-грабеновой системой. Такая обстановка сохранялась короткое время, охватывающее вторую половину триаса. Позднее, после размыва тафрогена, в середине юры последовало новое опускание западных площадей и поднятие платформы, покрытой щитом базальтов.

Прежде чем перейти к сравнению траппового сооружения Сибири с прочими молодыми трапповыми провинциями Земли, отметим его дополнительные особенности, касающиеся строения догерцинского комплекса региона (рис. 28, см. вкл.).

Девонско-триасовый ярус чехла Сибирской платформы, отвечающий осадконакоплению на герцинском этапе развития Земли, залегает с размывом на более древнем кембрийско-силурийском ярусе платформенного чехла. Однако в западной части Сибирской платформы сплошной плитный чехол начал накапливаться еще в рифее. Позднерифейские и вендские толщи в платформенной Приенисейской зоне — это грубообломочные серии, сформированные в эпоху байкальского орогенеза. Большинство исследователей рассматривают их как комплексы краевых прогибов ранних и поздних байкалид. Полосы таких прогибов протягиваются вдоль юга платформы в Присянье и Прибайкалье. Наличие на Сибирской платформе краевых прогибов показывает, что рифейские геосинклинали, примыкавшие к платформе с юга и запада, были обращены к ней фронтом — как к форланду.

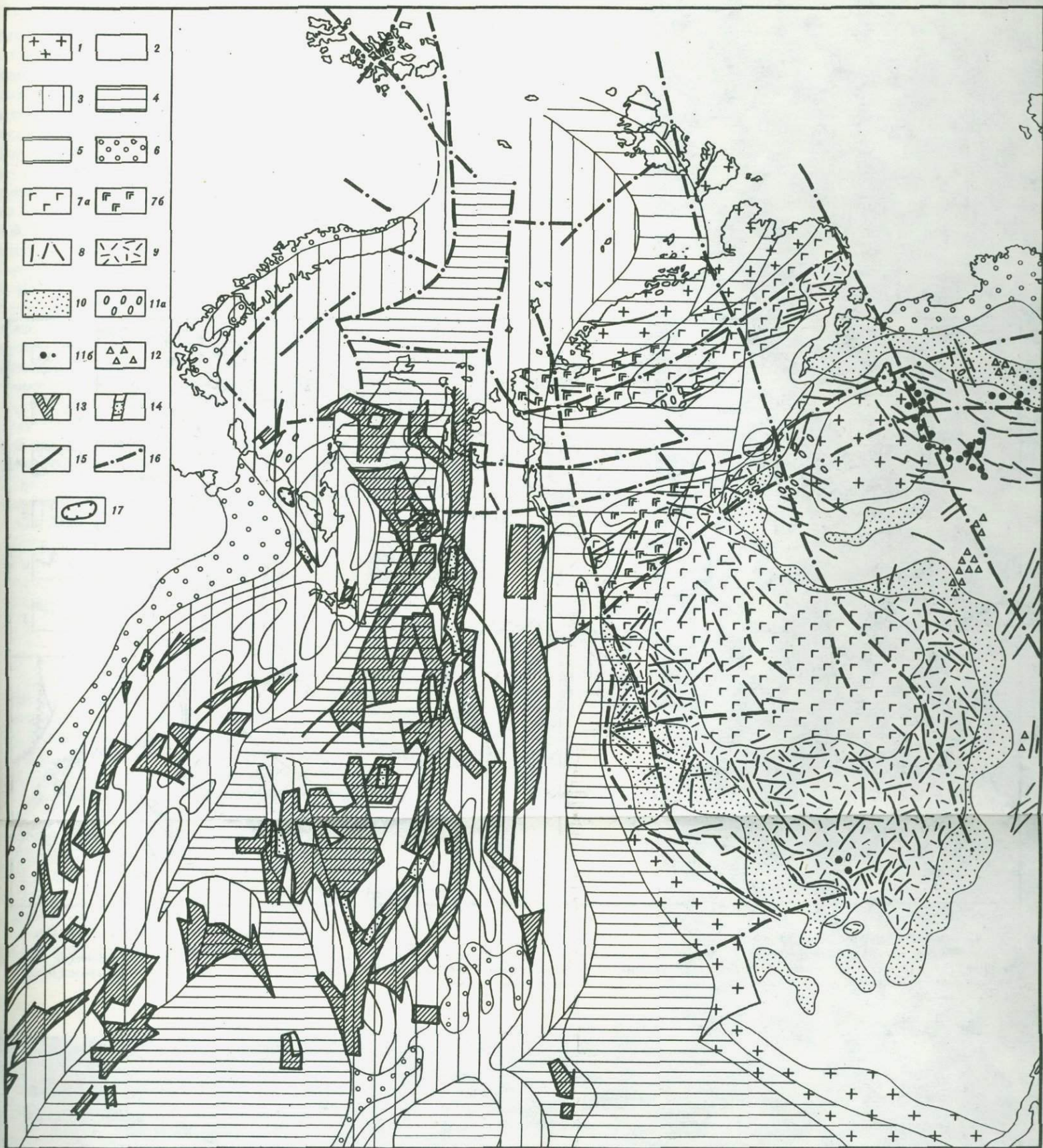


Рис. 28. Структурно-вещественные комплексы триасовой трапповой провинции Урало-Сибирского региона (по данным геологов ВСЕГЕИ, СНИИГГиМС, ЗапСибНИГНИ, НИИГА, ВАГТ)

Древние платформы: 1 – щиты, 2 – плиты; складчатые зоны под чехлом Западной Сибири: 3 – герциниды, 4 – каледониды, 5 – байкалиды; 6 – краевые прогибы, орогенные впадины; траппы триаса на платформе: 7 – лавы (а – толеитовые, б – дифференцированные) 8 – крупные дайки, 9 – туфы, 10 – крупные выходы силлов, 11 – мелкие плутоны (а – щелочно-ультраосновные, б – кимберлиты); 12 – кимберлиты девона и мела; базиты в Западной Сибири: 13 – лавы и туфы триаса, 14 – лавы и дайки в молассоидах триаса – нижней юры; разломы: 15 – главные, 16 – установленные по геофизическим данным; 17 – кратеры метеоритные

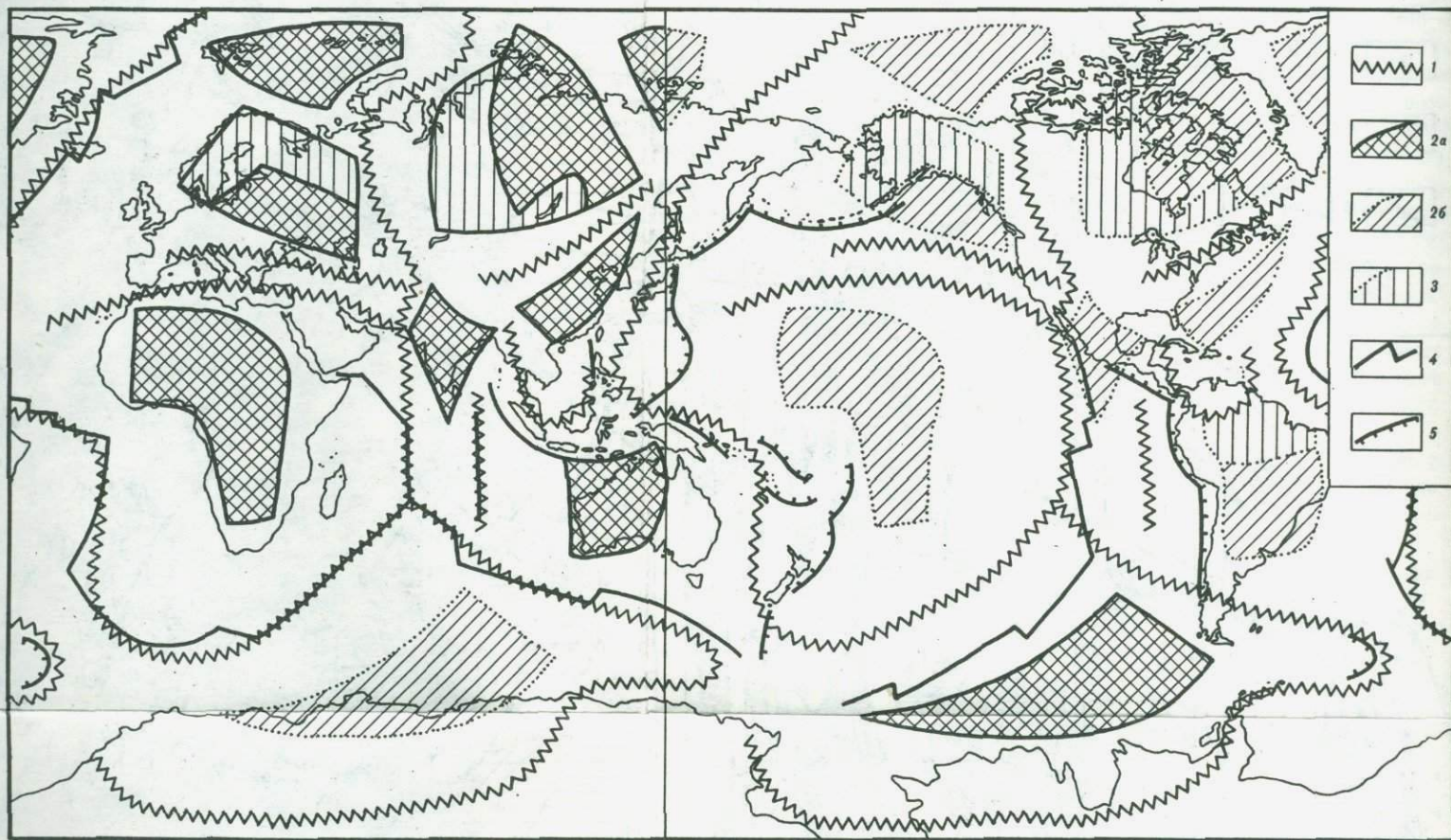


Рис. 40. Элементы симметрии структур Земли

1 — оси геосинклинальных поясов; 2 — кратоны реальные на материках и предполагаемые в океанах (а — установленные, б — графически наложенные); 3 — области среднекембрийских геосинклиналей в пределах фанерозойских кратонов, симметричные геосинклиналям фанерозоя противоположного полушария; 4 — оси океанических хребтов; 5 — глубоководные желоба

Нижнепалеозойские серии в западной, Приенисейской, и в южной краевых зонах платформы перекрыли байкальские орогенные комплексы, а также и причленившиеся к платформе байкальские складчатые сооружения. Эти толщи формировались одновременно с развитием обрамлявших платформу каледонских геосинклиналей. Складчатость и орогенез в последних также сопровождалась позднее образованием краевых позднесилурийских и повторноорогенных девонских молассовых впадин. Эти впадины возникли поверх уже примкнувших к стабильной раме ранне- и позднебайкальских сооружений [Зайцев, 1964]. Девонские орогенные комплексы известны по периферии Сибирской платформы не только на юге (Рыбинская, Минусинская и другие впадины), но и на Северной Земле. Сквозное раннепалеозойско-девонское платформенное развитие в Приенисейской полосе устанавливается только на участке к северу от Подкаменной Тунгуски.

По отношению к замкнувшимся каледонидам Салаира и Западного Саяна платформенная область Сибири являлась, как и на байкальском этапе, фронтальной рамой геосинклиналей. Вся территория вместе с причленившимися к ней позже каледонскими сооружениями выступила в качестве тыла для геосинклинали лишь на этапе замыкания герцинид. Финальные герцинские базальтовые магматиты в пределах областей ранне- и позднебайкальской стабилизации залегают, таким образом, не поверх платформенных толщ, а поверх вулканомолассоидных образований повторных орогенов, а также поверх выступов их консолидированного основания. Такие выступы часто пронизаны герцинскими гранитоидами.

Базиты перми—триаса, залегающие в пределах глыб догерцинской консолидации Западной Сибири и прорывающие повторноорогенные молассоиды или серии "наложенных впадин", уже не являются типичными платформенными траппами. В то же время их наземные вулканические комплексы образуют общие поля с теми собственно финальными магматитами, которые возникли поверх герцинских консолидированных геосинклинальных трогов.

Траппы разных провинций в сравнении с урало-сибирскими

Проведем сравнение всех других молодых трапповых комплексов Земли с урало-сибирским. На рис. 29 графически представлены ряды геологических формаций, вмещающих траппы и поздние дифференцированные "надстраивающие" базиты для базальтовых полей разных материков.

Название отдельных платформенных формаций обычно дается по преобладающему типу пород, соотношение которых меняется на площади. Материалы по зарубежным регионам не всегда полны. Поэтому выделение отдельных формаций (за редким исключением) не проводится. Выявляются главным образом формации или их группы, характерные для этапов преобладающих опусканий платформы ниже уровня моря (более или менее карбонатные), а также для этапов, соответствующих орогенезу в смежных складчатых зонах (грубообломочные, синорогенные). Чередование в разрезах карбонатных и терригенных обломочных осадочных комплексов — групп формаций не всегда отмечает смену знака движений области накопления, а чаще — вертикальные пульсации зон

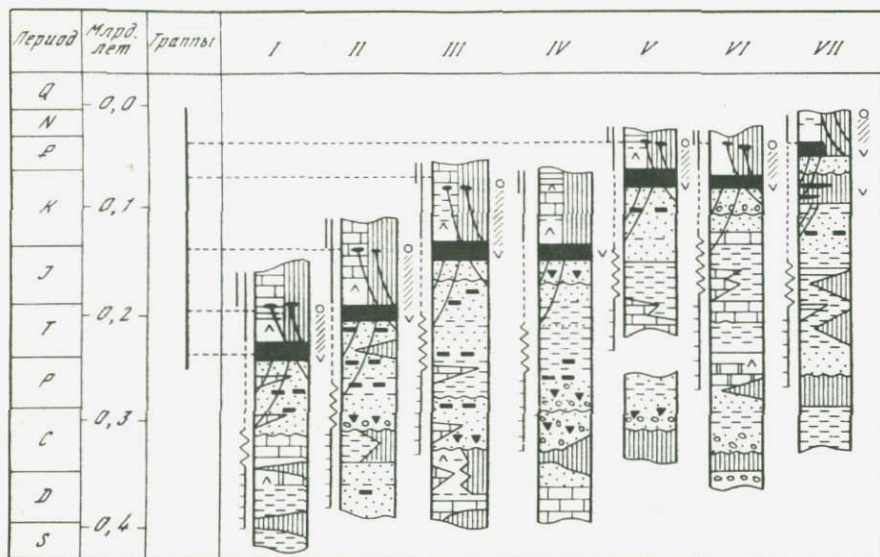


Рис. 29. Траппы мезозоя – кайнозоя в вертикальных рядах осадочных формаций

I – Урало-Сибирская провинция; II – Южная Африка (Карру); III – Южная Америка (Парана); IV – Восточная Антарктида; V – Индостан (Декан); VI – Гренландия; VII – Шпицберген и условно включенные базальты Исландии; 1 – тафrogenные осадочные формации; стадии геосинклинального цикла: 2 – начальные прогибания, 3 – складчатость, 4 – орогенез, 5 – тафrogenез, 6 – плитная; проявления магматизма: 7 – толеитовые базальты, 8 – дифференцированные базиты, 9 – щелочные плутоны; остальные условные обозначения см. на рис. 20

размыва. Смена знака движений, вовлечение бассейна в поднятия знаменуется более или менее выраженным стратиграфическим перерывом, размывом. Те и другие признаки позволяют обособить наборы – группы осадочных формаций, отвечающих разным геотектоническим этапам.

Траппы поздней перми – триаса

Западная Африка. Траппы синеклизы Таудени залегают внутри сильно размытого рифейско-палеозойского платформенного чехла, накопившегося одновременно с развитием Мавритано-Атласской геосинклинали. Чехол содержит песчаниковые пачки верхнего кембрия – ордовика, отражающие раннекаледонские дислокации в геосинклинали. Эти слои перекрываются с несогласием толщами граптолитовых сланцев, песчаников, известняков верхнего силура – девона. Глинисто-карбонатные образования верхнего девона – карбона в платформенном чехле соответствуют фазе раннегерцинских прогибаний в геосинклинали. Вышележащий континентальный красноцветный верхний карбон известен лишь в северной части синеклизы Таудени и отражает фазу дислокаций и поднятий в активной западной зоне. На крайнем юго-западе, в Гвинейской синеклизе известны только низы карбона. Верхние горизонты сохранившегося от последующего размыва оса-

дочного чехла платформы прорваны пермско-триасовыми траппами [Тектоника..., 1973]. Лавы известны на северо-западе, южнее Атласа, где сохранились подстилающие их комплексы карбоново-верхнепермских угленосных толщ, сходных с толщами Тунгусской синеклизы [Van Houten, Brown, 1977] (см. рис. 29, I—III). После внедрения траппов произошло дробление складчатого сооружения с образованием системы грабенов. Вдоль разломов проникли серии даек, щелочно-ультрабазитовые плутоны. Дайки секут лагунно-континентальные соленосные толщи верхнего триаса—нижней юры, которые выполняют грабены с конгломератами в основании и распространяются на их борта. Образование разломов соответствует этапу тафрогенеза. Вслед за поднятием и размывом горстов тафрогена (на горстах нет лав, но известны дайки) происходит его обрушение с образованием впадин современного побережья Атлантики, перекрытых эпигерцинским чехлом мезозоя—кайнозоя. Ранние морские слои чехла — самые верхи лейаса (Фор-Мюре [Тектоника..., 1973]). На крайнем севере Алжира, в Марокко пермско-триасовые траппы, которые, накапливаясь на фоне погружений, непосредственно перекрываются карбонатными толщами среднего триаса [Cogney, Fauques, 1975].

Собственно герцинский геосинклиальный комплекс известен сейчас только в крайней северо-западной части Африки, однако прежнее его существование в глубоко эродированных Мавританидах представляется вполне вероятным. Возможно, герцинские геосинклиальные серии сохранились под чехлом Сенегальского бассейна. Вергентность догерцинских складчатых комплексов в сторону Африканской платформы определяется главным образом каледонскими дислокациями, при которых платформа служила форландом, известны контакты надвинутых пластин только с додевонскими толщами [Тектоника..., 1973; Chiron, 1975].

Положение траппов и надстраивающих вдольразломных базитов в Северо-Западной Африке вполне сравнимо с позицией синхронных магматитов Урала—Сибири. В Африке присутствуют все сопряженные, хотя и сильно размытые, дотрапповые формационные группы тыла герцинид, а также комплексы толщ, относящиеся к рифейско-раннепалеозойским геотектоническим этапам. Имеются здесь также и послетрапповые образования эпигерцинской плиты. Однако в Африке отсутствуют аналоги фронтальных сооружений, известные в типичном и полном формационном наборе Урала—Сибири, на их месте расположен край Атлантики.

Аппалачи—Уошито. В Северной Америке триасово-юрские базиты в грабенах герцинских складчатых сооружений залегают внутри тафрогенных грубообломочных молассоидных формаций Нью-Арк и Игл-Милс [Kent, 1972]. Их появление отражает этап блокового дробления консолидированных сооружений. Перекрытие грабенов и размытых горстов сплошным чехлом молодой плиты в Прибрежных равнинах и на шельфе началось в конце ранней юры и продолжалось в средней юре с накоплением эвапоритов. В позднеюрское время в областях края Атлантики, как и на современном материке и шельфе, отлагались карбонатные породы открытого моря.

Сравнивая области Предуралья и равнин Мидконтинента Америки, можно обнаружить сходство в строении герцинид и заметные отличия в строении догерцинских комплексов платформы. Платформенные толщи Русской

плиты, отвечающие ярусам байкальского и каледонского этапов развития Земли, не имеют в Приуралье линз краевых прогибов. Можно считать, что край Русской платформы в те эпохи служил удаленным тылом замыкавшихся с преобладающей вергентностью на восток древних геосинклиналей Урало-Сибирского геосинклинального пояса. В Северной Америке по крайней мере каледонский этап развития завершился опрокидыванием складок на платформу со стороны пра-Аппалачей. Так что Северо-Американская платформа сохраняла свою роль фронта (форланда) с накоплением краевых моласс (обломочные клинья Кинга, мигрирующие в пространстве) на протяжении и каледонского и герцинского этапов развития смежной геосинклинали.

Южно-Китайская платформа. Траппы залегают внутри карбонатных толщ палеозоя—раннего триаса, широко распространенных вдоль западного платформенного края близ геосинклиналей Бирмы—Индокитая. Краевой прогиб близ герцинской Сикан-Юннаньской системы отсутствует. Грубо-обломочные синорогенные толщи неизвестны. Лавы перекрывают 5-километровую толщу карбонатного палеозоя. Они изливались в мелководных условиях на шельфе, верхние пачки формировались на континенте. Долериты прорывают карбонатные породы и туфогенные песчаники перми, эффузивы перекрываются карбонатными породами среднего триаса [Fan, 1978]. Пермско-триасовые базальтовые серии распространены не только на платформе, но и поверх консолидированных герцинид (рис. 30). В середине триаса герциниды дробятся разломами с оформлением шовных прогибов, продолжавших развитие на киммерийском геотектоническом этапе. Эпоха обособления шовных прогибов совпадает с импульсом постгерцинского тафрогенеза в других синхронных складчатых сооружениях (Сибирь, Аппалачи). Здесь этот процесс блоковых подвижек происходит в условиях новых дифференцированных активных погружений. Замыкание раннекиммерийских шовных прогибов приходится на конец триаса—начало юры. Эта эпоха совпадает с поднятиями на Южно-Китайской платформе и накоплением затем эпиплатформенных орогенных комплексов [Нагибина, 1965].

Северный Индостан. Траппы позднего палеозоя—раннего мезозоя (пермско-триасовые?) известны в зоне Низких Гималаев. Эта область является активизированной краевой частью платформы. Здесь, в районе Кашмира, гондванские тиллиты верхов палеозоя соответствуют герцинскому синорогенному геократическому режиму на тыльной платформе Индостана. Толщи широко распространены на платформе и не оформлены в краевой прогиб. Выше тиллитов лежат угленосные толщи перми. Панджальские лавы, перекрывающие чехол, по мнению Гупты и Такура [Gupta, Thakur, 1974], являются эпиорогенными для герцинид. В их верхних горизонтах прослежены прослой карбонатных пород. Вышележащая толща триаса — сланцево-карбонатная, ее накопление отражает новую мощную эпоху погружений в более северной геосинклинали. Сходная обстановка отмечена в Южно-Китайском блоке после излияния постгерцинских базальтов.

В связи с дискуссией относительно эпигеосинклинальной либо эпиплатформенной природы Гималаев представляется важным затронуть вопрос о природе базитов офиолитового шва Инда. В Каракоруме, внутри зале-

Период, отдел	Восток Индостана	Альпиды Бирмы	Киммериды Таиланда	Герциниды Юннани	Южно-Китайская платформа
Миоцен	Молассы		Молассы		
Олигоцен	Молассы				
Эоцен	Песчаники	Флиш без офиолитов			
Палеоцен	Карбонатные породы, глины	Флиш с офиолитами			
Верхний Мел	Гуфы				
нижний Мел	Ультрабазиты				
Юра	Траппы	Спилиты	Молассы		
Триас	Песчаники (Дамуда)	?	Флиш	Флиш	
Пермь	Гиллиты (Талчир)		Гуфы	Траппы	
Карбон			Спилиты	Траппы	Песчаники
Девон			Сланцы Известняки	Молассы	Карбонатные породы
			Флиш Спилиты		

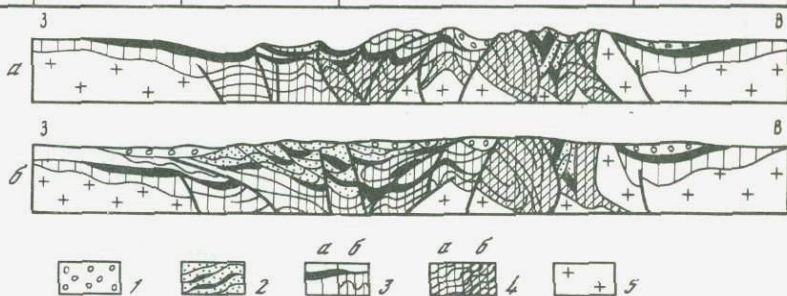
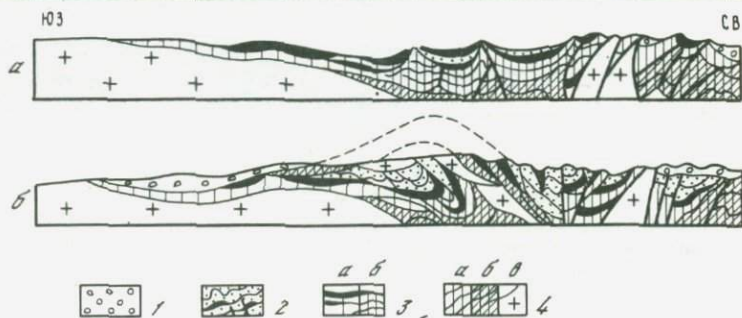


Рис. 30. Схема сопоставления разрезов (по работам Брауншвайлера [1977]) и принципиальные геологические профили восточной части Индостана – западной Южно-Китайской платформы (а – ранний мел, б – квартер)

В таблице штриховка: вертикальная – стратиграфические перерывы, косая – этапы базитового магматизма; 1 – молассы альпид и киммерийских наложенных впадин; 2 – флиш с офиолитами альпид и киммерийских шовных прогибов; 3 – траппы – финальные магматиты поверх платформенных (а) и геосинклинальных (б) комплексов; 4 – геосинклинальные комплексы киммерид (а) и герцинид (б); 5 – фундамент платформы и выступы основания геосинклинали;

Периоды, отделы	Индостан, Субгималаи	Низкие Гималаи	Высокие Гималаи	Гималаи Тибета
Миоцен				
Олигоцен	Молассы		Молассы	
Эоцен	-----		-----	
Палеоцен		Сланцы Известняки		
Мел верхний	?		Флиш	Песчаники с флорой
Мел нижний		Флиш (Тал)	Флиш	Песчаники, карбонатные породы
Юра		Известняки, песчаники сланцы (крал)	Туфы	
Триас		Траппы	Зеленые сланцы спилиты (Чалт)	Спилиты, сланцы
Пермь		Известняки	(Чейл) ?	Известняки
Карбон			Тиллиты сланцы	
Девон		Карбонатные породы		Сланцы ?



гающего с несогласием нижнемелового флиша Ясин (с вулканитами серии Драс), известны деформированные и перемещенные магматические породы офиолитового облика [Дезио, 1977]. Подстилающие зеленые сланцы с подводными базальтами внутри формации Чалт сопоставляют с траппами Панджала [Schneider, 1960]. С ними же коррелируют спилиты Гималаев Непала [Bassoulet, Colchen, 1976]. Подобный анализ структурной позиции и возраста покровов Чейл и Джутог, приведенный Г.Д. Ажгиреем [1977], показывает, на наш взгляд, возможность сопоставления базальтов внутри покровов с траппами Кашмира, базитов покрова Чейл с лавовым комплексом, щелочных базитов комплекса Джутог — с поздними дифференциатами.

Серия Тал, соответствующая главной фазе мелового флишенакпления, содержит, помимо перемещенных базитов, сингенетические более поздние андезитовые туфы [Гансер, 1977] островодужного типа.

Зеленокаменные породы первично магматического происхождения, включенные сейчас в комплекс офиолитового шва Инда, иногда трактуют как остаточные фрагменты "океанической коры Южного Тетиса". Однако они вполне могут соответствовать неоднократно перемещенным реликтам раздробленного, прорванного гипербазитами и метаморфизованного ранне-мезозойского базальтового плаща тыла Центрально-Азиатских герцинид. Фронтальные рамы герцинских сооружений располагались на севере, где известны краевые прогибы и повторноорогенные впадины. Базальтовый плащ, сохранивший по краю Индостана черты траппового комплекса, вдоль северного края нынешних Гималаев был вовлечен в альпийские глубоко-водные погружения. Затем он был деформирован и позже выступил в складчатом комплексе Гималаев в качестве офиолитового шва (рис. 31) — признака "исчезнувшей" океанической эвгеосинклинали.

Бассейн Свердруп. Траппы известны в виде силлов, прорывающих карбон, пермь и триас. Их возраст 200 млн. лет, существовала более поздняя фаза внедрений базитов мела — палеогена. Грубообломочные образования визе и соленосные артинского яруса перми отвечают здесь орогенным формациям, перекрывшим каледонско-герцинский складчатый пояс Корнуоллис-Франклин. Таким образом, траппы не являются платформенными. Лавы не описаны. Интервалу обычной постгерцинской фазы лавовых излияний соответствует стратиграфическое несогласие [Balkwill, 1975]. Этап позднетриасово-раннеюрского тафрогенеза выражен начальной фазой обособления грабенов Арктического архипелага [Kerr, 1973]. Грабены заполнены грубообломочными молассоидными сериями — тафрогенные формации "осадочные призмы западного простирания" [Balkwill, 1975]. Сплошной плащ осадков молодой плиты формируется со средней юры на огромных площадях, включая и север материковой Канады.



Рис. 31. Схема сопоставления разрезов (по работам Дезио [1977] и Оден [1977]) и принципиальные геологические профили Северный Индостан—Гималаи (*а* — ранний триас, *б* — квартал)

1 — молассы Гималайского орогенеза; 2 — флиш Гималаев с офиолитами; 3 — траппы — финальные магматиты поверх платформенных (*а*) и геосинклинальных (*б*) комплексов; 4 — дотрапповые складчатые и метаморфические герцинские (*а*), догерцинские фанерозойские (*б*) комплексы фундамента платформы, выступов основания Гималаев (*в*); остальные условные обозначения см. на рис. 30

Южная Африка. Трапповая формация этого времени известна в единственном месте на Земле — в Южной Африке. Синеклиза Карру примыкает на юге к Капской геосинклинали полициклического развития. В юго-западной части Капид (район г. Салданья) встречены граниты раннепалеозойского возраста [Schoch, Burger, 1976]. Характерная форма синеклизы повторяет форму материкового ограничения и одновременно подчеркивает край геосинклинали. Заворот складок прослежен вдоль побережья Мозамбика [Козеренко, Ларцев, 1976], но главные выходы палеозойских комплексов имеются лишь на крайнем юге — в Капидах.

Наземные базальты Драконовых Гор перекрывают (сейчас — лишь на юге и востоке, ранее — повсеместно) осадочные серии силура—триаса. Мощности нарастают к югу до 7 км [Haughton, 1969]. Нижняя Капская система на краю платформы сложена в основании серий Столовой Горы кварцито-песчаниками и пачками аргиллитов (см. рис. 29, II). Она датируется поздним силуром—девонем. В ее средней части имеются горизонты тиллитов, наиболее грубообломочные на западе. Они образовались за счет ледового переноса из-за пределов современного материка. В обломках и валунах известны граниты, кварциты, диабазы, сланцы, черные яшмы [Бишоп, 1973]. Можно предполагать наличие в силуре—девоне в пределах нынешней Атлантики островных поднятий (?), соответствующих в геотектонической периодизации кордильерам каледонид. Серию Столовой Горы можно рассмотреть как синорогенную каледонскую молассу на платформе. Ее распространение вдоль края материка в узкой зоне, смежной с геосинклиналью, говорит о глубоких и контрастных погружениях края платформы, что типично для форландов и их краевых прогибов¹.

Вышележащая серия Бокевелд в Капской системе — сланцево-карбонатная с песчаниками, возраст ее девонский (от конца раннего девона). Она отвечает терригенно-карбонатной платформенной формации, соответствующей эпохе раннегерцинских прогибаний в южной геосинклинали. Особенности фауны подчеркивают обособленность бассейна, что предположительно объясняется поднятием в юго-восточной части нынешней Атлантики [Haughton, 1969]. В кварцитах и сланцах Ватерберг нижнего карбона, согласно перекрывающих девон, появляются наземная флора и отпечатки рыб.

За накоплением Капской системы последовала седарбергская фаза складчатости в геосинклинали [Тектоника..., 1973], соответствующая раннегерцинским дислокациям. Она сопровождалась новыми крупными поднятиями за пределами современного материка. Этой эпохе отвечает начавшееся в позднем карбоне мощное осадконакопление на платформе, широко перекрытой мариногляциальной серией Двайка — нижним горизонтом системы Карру мощностью до 2 км. Отмечается ледниковый снос с севера (со щитов) и с юго-запада (со стороны нынешней Атлантики). Вышележащая толща угленосной перми (Экка) содержит морские прослои глины на юге и востоке бассейна [Матвеев, 1969; Hobday, 1976]. Ее верхи —

¹ Широкое развитие карбонатных пород кембрия за южными пределами нынешнего материка, размываемых в условиях поднятой структуры, подтверждается наличием обломков с кембрийской фауной в более поздних накоплениях карбона [Cooper, Oosthuizen, 1974].

грубообломочные. Собственно континентальной толщей, отвечающей главной складчатости и орогенезу в Капидах, явилась красноцветная песчаниковая триасовая толща Бофорт, содержащая обломки капских пород и достигающая на юге мощности 3 км. Толща распространена очень широко, как и нижележащие слои системы Карру, она отвечает главной свартбергской фазе орогенеза, но не оформлена в краевой прогиб перед Капидами. Платформа, выступившая в роли тыльной в конце позднегерцинской (пермско-триасовой) эпохи складчатости и триасового орогенеза, была в рэте—лейасе пронизана и перекрыта траппами. Поле распространения лав, имеющих в основании грубозернистые песчаники Молтено, и долеритов в общем совпадает с областью развития осадочной системы Карру, а на западе и северо-западе бассейна даже выходит за его пределы. Мощные рэтско-лейасовые базальты во флектуре Лебомбо перекрывают мощные слои палеозоя и триаса (для него снос с востока), что подтверждает предположение о завороте одной из ветвей палеозойской геосинклинали в сторону современного Мозамбикского пролива.

В конце юры — начале мела смятая и консолидированная область Капид дробится разломами. Происходят блоковые дислокации, соответствующие фазе тафрогенеза. Блоковые подвижки обособили грабены, заполненные частью морскими слоями юры (морская маломощная (400 м) толща Робберг [Burke, 1976]). Это свидетельствует о выровненном рельефе и низком стоянии Капского орогена в конце эпохи трапповых излияний. Резкое поднятие совпало с моментом разломной тектоники, в верхних горизонтах грабенов (нижний мел, толща Ютенхедж, мощностью 3 км [Burke, 1976]) известны глины с сапропелями и конгломераты [Emery et al., 1975; Kent, 1972; Burke, 1976].

Система грабенов Капского орогена заворачивает на северо-восток. Грабены перекрыты толщами мела на побережье и в обширных областях Мозамбика. В частности, структура Лебомбо представляется в виде края одного из таких позднеюрско-раннемеловых грабенов [De Swardt, Bennet, 1978].

На территории Южной Танзании [Kent, 1972] имеются грабены, в которые погружены мощные морские пачки средней юры (они прослеживаются и на бортах структур). Горстово-грабеновая структура продолжается и в океане, протягиваясь к северу до Сомали. Юрский осадочный плащ можно сравнить с формацией ранних плитных слоев, если сопоставить его с синхронными толщами грабенов Капид. Его присутствие ограничивает снизу главную фазу блоковых дислокаций. Средне-позднемеловой плащ осадков структурно соответствует здесь сплошному чехлу молодой плиты. В отдельных случаях тафрогенез приводит к образованию послетрапповых надвигов на платформу (округ Отдживаронго на юго-западе материка [Тектоника..., 1973]). Тот же импульс дислокаций обеспечил начало фазы обрушений по вертикальным разломам всех южных частей эпигеосинклинального складчатого сооружения. На шельфе и удаленных банках регионально развиты морские меловые отложения.

Сравнение позиций траппов Карру с положением траппов Урала—Сибири выявляет сходство всех тыльных тектонических форм (см. рис. 17) и формационных наборов. Обнаруживается отсутствие южных фронтальных областей структурно-формационного сооружения Капид, предполагается их обрушение в океан.

Новые материалы по геологии Мадагаскара заставляют отказаться от прежних представлений о прямой связи его бассейнов с бассейнами Южной Африки в эпоху Карру [Дю-Гойт, 1957; Haughton, 1969; и др.]. Раделли [Radeliy, 1975] и Фор-Мюре (доклад в Университете дружбы народов, Москва, 1978 г.) подчеркивают, что бассейны Центрального Мадагаскара были отделены с запада от материка структурными поднятиями до юрского времени. Это отмечал ранее Кент [Kent, 1972], упоминая о сокращении мощностей платформенных комплексов Карру в восточном направлении, где существовали барьерные поднятые зоны, обособлявшие осадочные бассейны Мадагаскара. В отличие от синеклизы Карру ранние гондванские слои Мадагаскара начинаются только с тиллоидов и выше угленосных пачек нижней—средней перми (Сакоа, мощность до 1 км). Они залегают с глубоким размывом на докембрии. Накопление происходит в обособленных меридиональных бассейнах, частично имеющих связь с морем только на севере. Также с размывом эти толщи перекрываются грубозернистыми лагунно-континентальными слоями верхней перми—низов триаса (Сакамена) мощностью до 4 км. Выше со структурным несогласием и расширением бассейна к востоку залегают более чем 4-километровая серия (Изало) красноцветных континентальных конгломератов среднего триаса—лейаса. Этот комплекс, в отличие от бассейнов Африки, не содержит базальтов.

Только после накопления рэтско-лейасовой базальтовой толщи в Африканском бассейне Карру структуры, отделявшие прогибы Мадагаскара с запада, погрузились. Поскольку в Мозамбике также известен лавовый комплекс, продолжающийся далее в пролив, ясно, что фаза опусканий внутри будущего пролива отвечает концу эпохи трапповых излияний, перекрывших обрушенные структуры. Наиболее вероятно, что опущены были позднегерцинские складки, продолжающие Капиды. В связи с этим Мадагаскарский бассейн Морондова более всего соответствует краевому прогибу поздних герцинид на восточной стабильной глыбе перед их фронтом. Здесь мощность только синорогенных толщ перми и триаса достигает 9 км, тогда как мощности Капской и Каррусской систем вместе в тылу Капид всего 7 км. Наблюдается несогласие в нижней части разреза триаса в этом фронтальном краевом прогибе Мадагаскара. В триасе отмечено также внедрение кварцевых жил [Barbieri, 1973].

По Раделли [Radelli, 1975], на западном берегу Мадагаскара, ранее приподнятом, только в средней юре—неокоме появляются частично морские пачки (Сакаха). Они, скорее всего, отражают первую фазу после-трапповых погружений, соответствуя ранним плитным слоям поверх погруженных в пролив поздних герцинид. Позже, на этапе тафрогенеза здесь проявился вдоль меридиональных разломов магматизм контрастной серии базальтов—липаритов [Petridis, 1973], а затем Мадагаскар был поднят в виде сложно построенной глыбы.

В нынешнем Мозамбикском проливе тафрогенный горстово-грабеновый хребет поверх складчатых структур, покрытых лавами, возник в конце юры — после фазы ранних опусканий. В среднем—позднем мелу он был уже вновь целиком погружен под уровень моря. Меловые трансгрессии с юга в Мозамбик и в Мозамбикский пролив начались в барреме. Глауконитовые пески перекрыли глубоко выветрелые базальты на африканском побережье. Затем с пульсациями (в альбе — краевые несогласия) и локальным

континентальным накоплением на обоих побережьях в эпоху тафрогенных поднятий сеноман-турона море продвигалось на север пролива. Здесь на обоих побережьях в морских фациях известен только кампан. Сходство строения разрезов мела вдоль побережий Мозамбикского пролива приводит Форста [Foerste, 1976] к заключению, что любые построения мобилизма относительно Мадагаскара противоречат реальной геологии. На поверхности погруженного в пролив тафрогена, как и поверх обрушенных в океан южных зон Капид, с середины мела стал накапливаться сплошной чехол молодой плиты, представленный терригенно-карбонатной формацией.

Позднеюрско-меловые траппы

Антарктида. Наиболее четко положение траппов данной фазы внедрений устанавливается в ряду формаций Восточно-Антарктической платформы (см. рис. 29, IV). Платформенные толщи начинаются горизонтами рифея—нижнего палеозоя, которые близ Трансантарктического хребта вмещают конгломераты, андезитобазальты и их туфы [Craddock, Campbell, 1972]. Это свидетельствует о примыкании перикратонного погружения Восточной Антарктиды в самом начале палеозоя к активной фронтальной области замыкающейся геосинклинали. Регионально развитые толщи серии Бикон перекрывают позднебайкальские сооружения и начинаются песчано-сланцевым и карбонатным девоном. Мощные геосинклинальные аналоги девона присутствуют в горах Пенсакола и Элсуэрт Западной Антарктиды. Значительный снос на платформу происходит с запада.

Девон отделен допозднекарбонным несогласием от вышележащих толщ группы Виктория [Matz et al., 1972; Griukurov, 1972]. Последние датируются в интервале от самого конца карбона до начала юры. Нижние горизонты представлены тиллитами, нередко имеющими сланцы в основании. Интенсивное осадконакопление свидетельствует о новых прогибаниях в геосинклинали, одновременных с ледниковой экзарацией раннегерцинских антиклинорий. Толщи верхней перми и триаса слагаются угленосными, в верхней части разреза глинисто-песчаниковыми пачками с редкими прослоями среднекислых либо трахитовых туфов. Накопление этих толщ соответствует эпохе деформаций и мощного островодужного и раннеорогенного вулканизма в западной геосинклинали (горы Пенсакола), где формируется в это время верхняя часть серии Тринити [Craddock, Campbell, 1972]. Верхние части группы Бикон — это своеобразные грубообломочные слои неясного лахарового либо ледникового генезиса. Их возраст датируют ранней—средней юрой (вмещают обломки вулканитов с датировками 179—10 млн. лет). Накопление этих толщ связывают с орогенезом в западной геосинклинали, активный снос происходит в сторону платформы.

Траппы Феррар изливались на платформе в посторогенную эпоху. Долепиды известны не только на платформе, но и в пределах замкнувшегося геосинклинального пояса, где их позиция сходна с позицией базитов Западной Сибири (см. рис. 17). Импульс базальтового магматизма охватил еще более западные территории, где совпал с эпохой дифференцированных прогибаний в области будущих Антарктанд (Антарктический полуостров [Thomson, 1972]). Области замкнувшейся киммерийской геосинклинали были затем охвачены блоковой тектоникой в конце мела. Консолидированный палеозойско-мезозойский пояс Западной Антарктиды в депрессиях

Росса-Уэдделла стал перекрываться эпикиммерийским чехлом молодой плиты.

Горстово-грабеновые дислокации, возникшие поверх замкнувшихся киммерийских (триасово-юрских) складчатых сооружений, перекрытых финальными базальтами, отвечают эпохе тафрогенеза. Как это следует из сравнения с другими регионами (послегерцинские грабены Сикан-Юннана), такие грабены иногда развиваются как шовные геосинклинали короткого развития, а их замыкание может сопровождаться гранитоидным магматизмом. Здесь подобной эпохой консолидации прогибов явилась затем ларамийская фаза внедрения батолитов и общих поднятий Антарктанд в конце мела-палеогене. Фронтом Антарктанд в третичное время выступала уже перекрытая позднемезозойским плитным чехлом молодая платформа депрессии Росса-Уэдделла.

Восточный Индостан. Перикратонное опускание на востоке Индостана стало развиваться еще в палеозое. Наиболее широко развиты здесь платформенные толщи "нижней гондваны", соответствующие фазам активного поднятия в карбоне и погружения — в перми восточных герцинско-киммерийских геосинклинальных зон Сикан-Юннана. Ледниково-морские толщи карбона, континентальные и прибрежные перми, красноцветные триаса, а также отделенные от последних несогласием песчаники юры залегали раньше плащеобразно. Сейчас они уцелели от размыва лишь в грабенах. Как показали буровые работы [Choudhury, Datta, 1973], эти серии на востоке, южнее плато Шиллонг, достигают под чехлом третичных образований мощности свыше 3 км.

В конце юры, с продолжением в неокоме, поверх толщ перикратона также плащеобразно распространились траппы, достигавшие мощности более 500 м. Их сплошное поле существует сейчас в районе Раджмахал (см. рис. 29, V; 30). Останцовые поля и эродированные плутоны известны вдоль восточного побережья Индостана, а также в южной и западной частях плато Шиллонг. Под чехлом осадков Бенгальского бассейна траппы вскрыты многими скважинами, что говорит об их широком распространении в данном районе.

Пятнистое развитие останцовых лав, наличие поднятых блоков фундамента, лишенных как лав, так и подстилающих гондванских слоев, свидетельствуют о послелавовых горстовых поднятиях и размыве. Эпоха дислокаций приходится на мел-палеоген, совпадает с моментом формирования гондванских грабенов Восточного Индостана и сопровождается послетолитовым базитовым магматизмом. Это кимберлитовые трубки, рои даек щелочных ультрабазитов, контролируемых зонами разломов. Импульс блоковых подвижек и базитовых проявлений соответствует обычным послетрапповым платформенным дислокациям, которые в других регионах всегда синхронны фазам обособления тафрогенных грабенов в примыкающих складчатых системах.

Как и для других трапповых полей, проследим историко-геологические и структурные связи трапповой провинции с окружающими складчатыми системами. Поскольку окаймляющие платформу с востока складчатые комплексы Араканских цепей Бирмы моложе траппов Восточного Индостана, их можно мысленно снять. Обнаруживается пространственное соседство трапповой провинции с более восточными киммеридами. Их структу-

ры испытали общие поднятия в юрско-меловое время с обращением всего герцинско-киммерийского блока в глыбу, ограничившую с востока полосу альпийских прогибаний.

Распространение платформенного траппового плаща прослежено на востоке Индостана лишь под западным краем чехла третичных предрараканских моласс. Присутствие аналогов этих лав, возникших в финале киммерийского орогенеза, следует ожидать также внутри регионов, занятых сейчас молодыми складчатыми комплексами альпид. Базитовые комплексы широко распространены внутри альпийского орогена, в толще флиша и в офиолитовых швах и датируются не точнее чем мел. Однако в более восточных областях, примыкающих к плато Шань, известны шельфовые известняки с фауной альба, перекрывающие с несогласием базальтовые лавы подводного происхождения [Бруншвайлер, 1977]. Деформированные офиолиты наполняют флишевые толщи верхнего мела и практически исчезают во флишевых пачках олигоцена. В то же время прорывающие силлы и дайки описаны только в домеловых шарьированных пластинах, сложенных палеозойскими, в том числе пермскими, метаморфитами.

Таким образом, можно считать, что фаза подводных базальтовых излияний в области Бирманских цепей была ограничена первой половиной мела. Это значит, что эпикиммерийский импульс траппового магматизма Восточного Индостана совпал с проявлениями базальтового вулканизма в пределах всей области тыла киммерид. Импульс может быть рассмотрен как акт обновления геосинклинали к востоку от платформенного блока ("продолженный" инициальный магматизм был установлен Штилле именно по этим регионам).

Стабильная консолидированная глыба, располагавшаяся к востоку от прогибов Бирмы, выступила в альпийском цикле как "хинтерланд" [Бруншвайлер, 1977] — тыльная рама активной области. Олигоценово-миоценовая складчатая структура Араканских цепей испытала надвигание, шарьирование и опрокидывание складок на запад, в сторону платформенного Индостана. Следовательно, Индостан выступал в позднеальпийскую эпоху тектогенеза в качестве форланда, т.е. фронтальной рамы складчатости на восточной окраине. Трапповый плащ эпикиммерийского становления в восточной части платформы был скрыт в третичное время молассами Предрараканского краевого прогиба.

Южная Америка. Траппы Южно-Американской платформы — синеклиз: Паранской, Мараньяо, Сан-Франсиску перекрывают плащом плитные толщи. В основании они морские (дефон), в средних горизонтах мариногляциальные (карбон). Выше вновь появляются морские и затем угленосные терригенные отложения перми. Нарастание мощности осадочных толщ и наибольшее развитие морских фаций отмечаются в восточных краях синеклиз, откуда в палеозое наступало море [Fulfaro, 1972; Макаренко, 1975]. Общее простираие серии синеклиз и наземного чехла траппов — северо-восточное, параллельное современной береговой линии Южной Атлантики (рис. 32, 33).

Бассейны восточной части материка были сопряжены с теми областями в нынешнем океане, которые испытывали в палеозое устойчивое погружение. В то же время именно со стороны Атлантики в конце карбона ледники выносили обломки с подвергавшихся экзарации выступов суши, вмещаю-

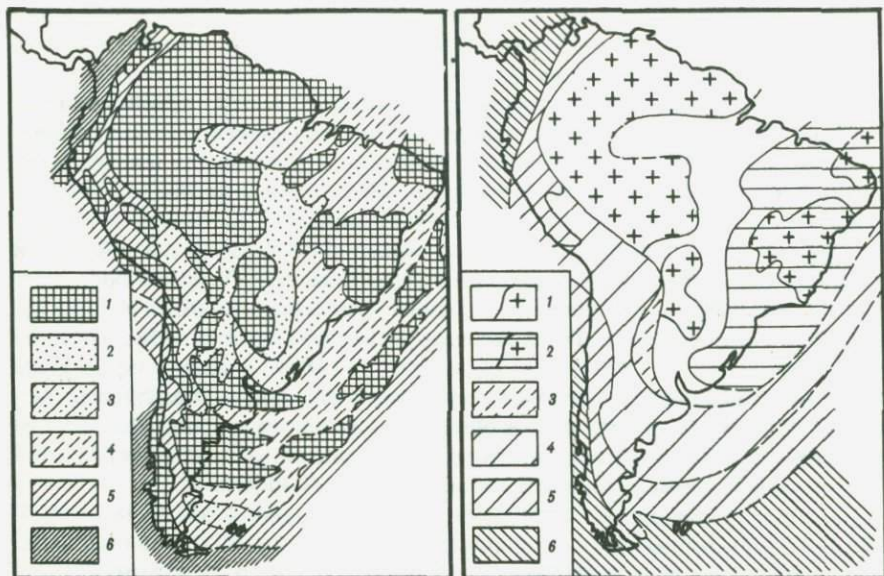


Рис. 32. Палеогеографическая схема Южной Америки в позднем палеозое

Области: 1 – размыва, 2 – континентального осадконакопления, 3 – низко стоящих континентальных равнин и депрессий, периодически заливаемые мелким шельфовым морем, 4 – устойчивых шельфовых условий, 5 – глубокого моря, 6 – глубоководных впадин и узких депрессий за палеозойским континентальным склоном

Рис. 33. Палеотектоническая схема Южной Америки в позднем палеозое

1 – платформа, депрессии с чехлом плиты и выступы щитов; 2 – перикратон, депрессии с чехлом плиты и выступы фундамента; 3 – область эпиплатформенного орогенеза в эпохи ранне- и позднегерцинского диастрофизма; геосинклинальные области разных эпох консолидации; 4 – раннегерцинские с повторным орогенезом в позднегерцинскую эпоху, 5 – позднегерцинские; 6 – области, не испытавшие консолидацию в позднем палеозое

щих гранито-гнейсы. Со стороны Атлантики вновь распространилась затем обширная пермская трансгрессия [Fuifaro, Landim, 1972]. Она фиксирует фазу опусканий в восточных глубоких депрессиях, типичную для развития всех раннекембрийских геосинклиналей Земли. Последующий переход на платформу к накоплению угленосных, а затем в триасе и юре – накоплению золотых песчаников Ботукату свидетельствует об исчезновении в прилегающих восточных областях устойчивых глубоководных прогибов. Триасово-юрское континентальное накопление [Sial, 1977; Логинова, 1975] отвечает эпохе поднятий в прилегающих более восточных зонах. Исследователи подчеркивают повсеместный перерыв в среднем триасе, резкое увеличение скорости осадконакопления с перекомпенсацией погружений в конце триаса–юре [Soares et al., 1976]. Суарес и соавторы специально подчеркивают, что триасово-юрский этап накопления знаменовался быстрыми подъемами областей размыва с появлением в осадках плохо окатанных обломков (в том числе экзотических пород). Отмечается также поглубение толщ вверх по разрезу. Это – синорогенная платформенная эпоха в перикратонной области, неогражденной синеклизе или амфиклизе,

открытой, обращенной к палеозойско-киммерийским геосинклиналям Атлантики. Вслед за этой эпохой наступает фаза траппового магматизма, мощность лав достигает 1800 м. Платформа, таким образом, выступает в качестве тыльной рамы предполагаемых геосинклиналей (см. рис. 29, III).

Отмечается, что появление базальтового плаща, перекрывшего обломочные серии (их верхний горизонт — золотые песчаники Ботукату), совпало с исчезновением прежних областей размыва, на которые также, вероятно, распространился лавовый комплекс [Soares et al., 1976].

При сравнении траппов Паранского бассейна с тектонотипической Урало-Сибирской провинцией мы обнаруживаем в первой наличие лишь платформенной части от всей группы тыльных структурно-формационных наборов комплексного платформенно-геосинклинального сооружения (см. рис. 17). Грабеновые структуры, близкие к тафрогенным (Пелотас, Сантос, Реконкаво, Тукано, Сержипе-Алагояс, два последних — с внутренними горстами и др.), появляются лишь по самому краю материка и на его шельфе. Эти области, а также более восточные в океане покрыты поверх базальтов и поверх нарушающих базальты грабенов сплошным осадочным чехлом. Их можно рассматривать как зоны молодой плиты, сходные с Западной Сибирью. Опускания покрытых лавами областей за материковым склоном начались уже в мелу.

Существует мнение, что появление грабенов отвечает фазе начального раздвигания материков, вслед за которой формируется плащ лав (лавы синхронны на материке и в океане). Этому представлению прямо противоречат следующие данные. Под соленосным аптом во всех грабенах севернее Рио-Гранде (в Каннелонкод, Рио-Саладо и др.) присутствуют базальты [Burke, 1976]. Наличие аптских солей поверх лав установлено также на побережье близ Сан-Пауло [Leyden, 1976]. На горстах, ограничивающих грабены, лавовый плащ уничтожен размывом, при котором также исчезают и сами соленосные слои. Верхний мел здесь несогласно перекрывает песчаники Ботукату с силлами долеритов [Borella, 1976] либо непосредственно докембрий, рассеченный дайками.

В то же время ясно, что накопление эвапоритовых формаций апта севернее Рио-Гранде и синхронных сапропелевых, залегающих южнее поверх базальтов, происходило в фазу общих погружений, еще до обособления грабенов. На бортах некоторых грабенов (Сердине-Алагояс) сохранились эвапоритовые комплексы [Burke, 1976].

Таким образом, соленосные формации верхов нижнего мела отвечают ранним плитным слоям в областях, перекрытых лавами предполагаемых киммерийских структур в океане. Более позднее "возникновение" грабенов подтверждается грубообломочными комплексами в грабенах со спорадическими вулканитами, залегающими поверх солей (среднемеловые тафрогенные формации). Сплошной чехол молодой плиты в океане и его периферические зоны, на побережьях — это карбонатные формации верхнего мела и более молодые. Они накапливались после эпохи тафрогенных поднятий и размыва либо лежат согласно на ранних плитных слоях в зонах, не затронутых тафрогенезом (как и в Западной Сибири).

Платформенный блок после тафрогенных дислокаций втягивается в устойчивые поднятия. Сплошной чехол молодой плиты вне древнеплатформенных областей имеет скользящую стратиграфическую границу в осно-

вании. Подвижки вдоль грабенів иногда продолжались до палеогена [Almeida, 1968; Herz, 1977].

Побережье Гвинейского залива Африки. В Анголе и Намибии известны базальтовые поля позднеюрско-раннемелового возраста, которые перекрывают докембрийские складчатые сооружения с останцовым палеозоем. Они пересекаются более поздними разломными зонами северо-восточного простирания с карбонатитовыми и кимберлитовыми внедрениями. Дайковые поля долеритов той же эпохи магматизма широко распространены вдоль всего побережья Гвинейского залива. Эта полоса трапповой провинции, как уже говорилось, может быть сравнима лишь с удаленными платформенными областями тыльной рамы предполагаемого более западного складчатого сооружения, судя по возрасту лав, раннекиммерийского. Остатки размытого фанерозойского платформенного чехла, который перекрывал докембрийские комплексы задолго до внедрения долеритов, фиксируются глубокими скважинами на шельфе. Большинство скважин вскрывает базальты, синхронные долеритам побережья и относимые уже к океанскому ложу. Под них структурно погружаются останцовые платформенные осадочные серии.

На побережьях залива имеются зоны докембрийско-раннепалеозойского (панафриканского) метаморфизма — Западные Коголиды и недавно установленные их аналоги — Рокелиды (в Либерии и Сьерра-Леоне [Allen, 1968; Thorman, 1976]). Они рассматриваются как компоненты геосинклинального пояса, заворачивающего далее к северу в Мавританиды, где внутри него имеются также и более молодые палеозойские геосинклинальные образования. Во всех береговых структурно продолжающихся друг друга складчатых комплексах "панафриканского" этапа отмечаются надвиги на древний Африканский кратон. Кратон в то время служил фронтальной рамой на западе, юго-западе и востоке [Козеренко, Ларцев, 1976] для геосинклинального пояса, окаймляющего его. Предположение о наличии в областях океана погруженных более молодых складчатых этажей пояса не противоречит, таким образом, структурно-возрастной зональности цоколя Африки вдоль гвинейского побережья.

В части побережья с широтным простиранием береговой линии известны лежащие с несогласием на Рокелидах породы силура (толща Сайония, Сьерра-Леоне [Allen, 1968]) и их аналоги в Либерии — кварцевые песчаники Пайнсвил. На шельфе скважинами вскрыты ортокварциты, известняки, красные сланцы нижнего девона [Shlee et al., 1974]. Подобные породы известны также на побережье Ганы, где сохранились в грабене проседания [Акрати, 1978]. Эти выходы, судя по хорошей сортированности пород, среднепалеозойских слоев, являются краем более обширных чехлов, вероятно размытых на материке или структурно оборванных океаном. Серии, отвечающие фазам позднепалеозойских и киммерийских платформенных прогибаний, столь мощно развитые на востоке Южной Америки, здесь отсутствуют. Также их нет и на меридиональном отрезке побережья Гвинейского залива. Это подчеркивает полное несоответствие геологическим фактам возможность "смыкания" западного и восточного побережий Атлантического океана.

Южнее, в регионах Коаковельда, под юрско-раннемеловыми лавами имеются останцы гондванских серий — аналоги континентальных толщ

Двайка и Эка с флорой карбона и перми [Haughton, 1966; Тектоника..., 1973]. По данным Манча [Munch, 1972], гондванские слои в Намибии подверглись складчатости, сформировавшей антиклинорий в слоях систем Нама — Двайка с надвигами в направлении на платформу. Это — единственный показатель позднегерцинских либо киммерийских активных деформаций в этих широтах на побережьях Атлантического океана. Базальты отделены от гондванских комплексов структурным несогласием.

Образования, которые отвечали бы пермским и раннетриасовым с морскими прослоями сланцевым сериям Бразилии, соответствующим там фазе киммерийских прогибаний платформенного края, полностью отсутствуют в областях Анголы и Намибии, охваченных юрско-раннемеловым базальтовым магматизмом. Здесь также неизвестны аналоги обломочных синорогенных киммерийских серий триаса — юры, которые залегают под синхронными лавами Южной Америки.

Мел-палеогеновые разломные базиты (грабен Бенуз и другие более южные разломы северо-восточного простирания) отражают эпоху оформления прибрежных (синтафrogenных?) грабенов. Последние заполняются красноцветами в неокоме и накапливают соли на рубеже апта—альба. Регионально развитые морские толщи, запечатывающие грабены и залегающие в них с размывом прямо на докембрии, появляются в конце мела и затем формируются в третичное время. Они должны отвечать карбонатным формациям сплошного чехла молодой плиты поверх лав океана. К рубежу мела—палеогена полностью закончились главные послетрапповые базитовые внедрения, а также блоковые деформации.

Таким образом, если по теории мобилизма "сомкнуть" трапповые провинции Южной Америки и Гвинейского побережья, то будут приведены в соприкосновение два удаленных тыльных платформенных комплекса ранних киммерид, предполагаемых в областях нынешнего океана. Никакого сходства в дотрапповом развитии этих территорий найти бы не удалось, а юрско-меловые траппы крайней южной части Южной Америки сомкнулись бы с более древней триасово-юрской провинцией лав синеклизы Карру.

Западная Австралия и Тасмания. Траппы в западноавстралийских бассейнах Карнавон (Перт) и Каннинг прорывают мощные толщи палеозоя и мезозоя. Эти области, в отличие от центральных областей докембрийской платформы, испытывали осадконакопление начиная с отложения сланцево-песчаниковых слоев ордовика и силура при трансгрессии моря со стороны современного Индийского океана. В среднем палеозое отмечен перевыв, превосходящий на силур—начало девона (бассейн Каннинг). Он совпадает с эпохой глобального каледонского диастрофизма [Burke, 1976]. С началом среднего девона совпадают региональное опускание, расширение бассейнов к востоку. Соленосный средний девон сменяется мелководными каменноугольными толщами, отражающими сопряженность края платформы с западными областями устойчивых акваторий. Наиболее отчетливо ту же палеогеографическую обстановку подчеркивают пермские мариногляциальные слои в краевых бассейнах, отличные от типично континентальных ледниковых образований центральных областей платформы [Браун и др., 1970]. Пермские устойчивые глубоководные области, существовавшие за пределами материка на западе (их давно установил Тейхерт [1965]),

возможно, отвечали там активно прогибавшимся геосинклинальным депрессиям.

Угленосные верхнепермские слои сменяются прибрежными в начале триаса. В триасово-юрское время в западноавстралийских бассейнах накапливаются речные дельтовые песчаниковые слои толщи Клермон. Эти образования распространяются широко, выходя за пределы среднепалеозойских неогражденных впадин с морскими толщами. Они отвечают эпохе платформенного континентального накопления, совпадающей с орогенным этапом в раннекиммерийских геосинклинальных системах Земли. Такие системы неизвестны на материке, но режим развития платформенного края совпадает со стадийностью накопления формаций перикратонов, сопряженных с киммеридами Восточной Антарктиды и Восточного Индостана.

Юрско-меловые песчаниковые серии вмещают базальтовые лавы Банбери в бассейне Карнавон. Лавы представляют траппы тыльного перикратона, сопряженного в пространстве с предполагаемыми более западными киммеридами. В бассейне Каннинг также имеются базитовые внедрения, рвуши верхнеюрские песчаники. Это щелочные лампрофиры. Толетитовые базальты Тасмании, прорывающие слои пермско-триасовых наложенных впадин поверх каледонид, в общем совпадают с тем же импульсом трапповых внедрений.

Современные данные по геологии океанского бассейна Вартон, расположенного к западу от Австралии [Ехон, Wilcox, 1978], показывают, что бассейн Карнавон продолжается под уровнем моря. Сейсмика обнаруживает присутствие на шельфе более чем 5-километровых толщ палеозоя и не менее мощных мезозойско-кайнозойских образований. Отложения девона и карбона установлены на плато Эксмут (наиболее удаленное плато к северо-западу от побережья) в мощностях, превышающих платформенные. Нижние комплексы толщи палеозоя—мезозоя смяты в складки. Главная фаза деформаций (блоковых?) приходится на рубеж триаса—юры, т.е. соответствует киммерийской эпохе.

Несогласие, отделяющее триасовые отложения (мощностью до 3 км, вдвое большей, чем на платформе) от юрских терригенно-карбонатных, в том числе от детритусовых грубообломочных слоев, также установлено на удаленных от берега плато. Отмечается уменьшение мощностей юры в направлении от материка, в сторону областей, где предполагается наличие зон размыва. Эти зоны принадлежали структурам, образованным в результате киммерийских дислокаций. В течение юры происходят их активное выравнивание и размыв. Структуры имеют северо-западную ориентировку, продолжаясь в открытый океан, либо северо-восточную, параллельную платформенному краю. Они позже были обновлены послелавовыми дислокациями с контрастными мощностями верхнего мела—третичных слоев [Jones, 1973]. Юрско-меловые лавовые излияния, общие на материке, шельфе и в океане, привели к перекрытию уже выровненных эрозией складчатых сооружений единым базальтовым мегапокровом.

Эти новые данные сильно подкрепляют предположения относительно присутствия эпигеосинклинальных складчатых киммерид под лавами восточной части Индийского океана. Еще более выразительно подтверждают эти предположения материалы бурения с судна Гломар Челленджер [Initial, 1970—1978, vol. 28].

На юге плато Натуралистов к юго-западу от Австралии скв. 234 под залегающими с глубоким размывом карбонатными толщами сеномана вскрыла грубообломочные вулканогенные породы. Это андезиты, базальты, дациты, риолиты, слагающие шлейф близко расположенной вулканической постройки и соответствующие по набору признаков так называемой островодужной ассоциации, характерной для зрелой геосинклинали. Вулканическое сооружение подвергалось длительной эрозии, прежде чем было перекрыто в начале позднего мела плащом шельфовых образований на выровненной поверхности. Подобные комплексы вообще неизвестны в Западной Австралии (сопоставление с докембрием полностью исключается). В то же время подобных комплексов мезозоя нет также ни на одном из материков Гондваны, причисляемых по-разному друг к другу во множестве реконструкций с целью представить Гондванскую мегаплатформу. Это обстоятельство подчеркивают и авторы обзора по рейсу бурения. Они отмечают, что с позиций мобилизма решение вопроса о тектоническом и прежнем географическом положении этого комплекса средних-кислых вулканических пород остается открытым.

Расположение указанной скв. 234 в южной части плато Натуралистов на продолжении системы поднятий Брокен позволяет думать, что структуры киммерид геосинклинального типа могут располагаться и под этими блоковыми поднятиями.

Послетрапповые разломные синтафрогенные дислокации известны на юге и западе Австралии и в Тасмании. Движения по разломам продолжались до конца мела. Этим подвижкам обязаны своим происхождением трогои Эллисон, Роб-Пенола, расположенные вдоль южного побережья Австралии. Внутри грабенных и на их берегах сохранились базальты, относимые к верхам юры. Морские толщи в трогах, в том числе в Басовом проливе, отделившем о-в Тасманию от материка, относятся к верхнему мелу [Браун и др., 1970].

Позднемеловые – палеогеновые траппы

Брито-Арктическая провинция. Крупные поля траппов известны на востоке и западе Гренландии, на Шпицбергене и Британских островах. Наиболее выразительна позиция траппов Восточной Гренландии. Траппы, широко распространенные на докембрийском доколе в центральных зонах материка, переходят по его периферии на область каледонид, испытавших складчатость во второй половине силура. В девоне и раннем карбоне на каледонидах были сформированы повторноорогенные впадины, заполненные красноцветными вулканомолассоидными сериями [Haller, 1970; Koch, Haller, 1971]. Сходная обстановка установилась в то время и в областях британско-скандинавских каледонид, а также на Шпицбергене [Харланд, 1964; Буров, Семевский, 1976].

Такие образования в других областях Земли, например в Алтае-Саянском регионе СССР, являются отражением активного развития смежных герцинских геосинклиналей [Мазарович, 1976]. Подобные процессы, протекающие в среднем палеозое, логично допустить в центральных областях современной Атлантики. Совершенно естественным в этом случае представится и дальнейшее развитие периатлантических консолидированных каледонид. И в Гренландии и в Европе каледониды, накопившие крас-

ношветный девон, во второй половине карбона и перми оказались перекрыты специфическими отложениями "наложенных впадин" (отложения морских трансгрессий, наступавших из нынешнего центра Атлантики). Они сходны с верхнепалеозойскими сериями Центрального Казахстана и Саян, где такие толщи возникали в связи с трансгрессиями из областей смежных прогибавшихся герцинид.

Карбонатно-сланцевые пермские образования и в Гренландии и в Северной Европе сменяются обломочными красноцветными либо соленосными триасовыми сериями, отражающими географически — лагунную, а тектонически — грабеновую обстановку накопления [Hallam, Sellwood, 1976]. Эпоха триасово-раннеюрского грабенообразования выразительно проявилась в образовании узких депрессий на восточном побережье Гренландии, а также в пределах стабилизированных областей Северного моря [Whiteman et al., 1976; Gibb, Kanaris-Sofiriou, 1976; Bailey et al., 1977], в области Ла-Манша [Andreieff et al., 1972; Binns et al., 1975]. Эта эпоха блоковых дислокаций отвечает позднегерцинским синтафrogenным тектоническим проявлениям поверх областей более ранней консолидации и сопровождается разломным базитовым магматизмом. Такие области окружали по периферии предполагаемые автором герцинские сооружения центра нынешней Атлантики, вероятно имевшие прямые связи с герцинидами Европы [Riddihough, Max, 1976].

Само по себе наличие девонских повторных орогенов, а затем верхнепалеозойских наложенных впадин поверх каледонид на периферии Северной Атлантики показывает, что эти зоны и на каледонском и герцинском этапах развития Земли выступали в роли фронтальных рам для более внутренних активных геосинклиналей северной части Атлантического пояса.

Повторноорогенные толщи и толщи наложенных впадин и в Гренландии и на Шпицбергене были перекрыты затем мощными юрскими сланцево-карбонатными отложениями регионального распространения, которые плащеобразно запечатали структуры активизированных каледонид [Haller, 1970; и др.]. Эти отложения можно представить как аналоги перикратонных толщ поверх областей фанерозойской консолидации. Толщи, видимо, сопрягались с глубоководными отложениями геосинклинального типа в центре Атлантики. Диастрофизм, совпавший с невадской геотектонической фазой (вторая половина юры—ранний мел), выразился внутри этих серий, перекрывших стабилизированные области стратиграфическим несогласием в первой половине мела. Предальбская складчатость отмечена в западном Ла-Манше, а также в районе Гебрид. Она обеспечила появление в регионах Атлантики поднятий, с которых в сторону Европы шло поступление терригенного материала и пирокластики. Трансгрессии наступали с северо-востока [Andreieff et al., 1972; Hallam, Sellwood, 1976; Knox, 1977].

В Гренландии аптско-альбское накопление также началось с трансгрессии после перерыва. Верхнемеловые толщи на побережье Гренландии терригенные, в верхах — песчаниковые. На Шпицбергене они отсутствуют. Фаза юрско-меловых дислокаций отмечена здесь появлением грубых кластитов. В аптско-альбских слоях, лежащих с несогласием, отмечено вулканическое стекло средних щелочных пород [Харланд, 1964; Parker, 1967]. Позднемеловая эпоха может быть рассмотрена как синорогенная постневадская,

она завершилась проявлениями финального траппового магматизма в пределах Гренландии, Шпицбергена и Британских островов.

Стабилизированные периадлантические регионы в эпоху финального магматизма оказались тыльными рамами для невадид (поздних киммерид — ранних альпид), замкнувшихся к этому времени в центре современных акваторий Атлантики (см. рис. 17).

В основании трапповой серии в Гренландии внутри базальтовых взрывных брекчий известны палеонтологические остатки дания. Мощность лав, изливавшихся до эоцена, достигает на побережье 7 км. Лавовые поля с более сложным строением, с чередованием толеитовых и оливин-щелочных базальтов, с прослоями андезитов известны на плато Антрим Британских островов. На Шпицбергене известны лавы и, вероятно, долериты этой эпохи внедрений, вскрытые доэоценовым пенепленом [Ковалева, Бузов, 1976].

После фазы преобладающего толеитового вулканизма все северные периадлантические области были охвачены импульсом разломообразования, а также внедрения поздних дайковых серий и сложных дифференцированных плутонов со щелочным уклоном. Соотношение их с позднегерцинскими толщами на Гренландском побережье позволяет установить фазу поднятий в конце эоцена и внедрений на рубеже олигоцена—миоцена [Haller, 1970]. Разломы и дислокации этой эпохи отвечают образованию комплекса надстраивающих базитов и являются в то же время синтафrogenными эпиневадскими. Совпадающая с этим тектономагматическим импульсом фаза блоковых дислокаций отчетливо проявилась в западной части Шпицбергена. Ею были затронуты и мел-палеоценовые долериты, и серии осадочно-туфогенного палеоцена, вовлеченные в надвиги с восточной вергентностью [Birkenmayer, 1972; Challinor, 1967; Kellog, 1975].

Сравнение траппов Брито-Арктической провинции с тектонотипическими Урало-Сибирскими показывает сходство как западных, так и восточных приатлантических областей с теми базитами тектонотипического региона, которые известны в Западной Сибири и в Кузбассе (см. рис. 17). Траппы древнеплатформенной центральной зоны Гренландии могут быть сопоставлены с траппами Сибирской платформы. Они перекрывают отдаленную область тыльной платформенной рамы.

Базиты поверх каледонид и серий послекаледонских наложенно-впадинных образований уже не являются типичными платформенными траппами. Вместе с тем они представляют собой классические платобазальты материков, неоднократно рассмотренные в литературе. В связи с этим кажется правильным такой тип структурной позиции платобазальтов выделить особо и соответственно назвать их траппами восточногренландского типа.

К траппам восточногренландского тектонического типа следует отнести, таким образом, и триасовые базиты Кузбасса, и траппы поверх глыб байкальско-каледонской консолидации внутри Урало-Сибирской палеозойской геосинклинали, где они перекрыты более молодым плитным чехлом, и базальты ятулия, перекрывающие повторноорогенный сориолий, и базальты иотния, перекрывающие повторноорогенный субиотний.

Верхоянье. Базальтовый магматизм позднего мела—палеоцена проявлен в тылу складок Верхоянской системы. Складчатые комплексы опрокинуты на запад, в сторону фронтальной Сибирской платформы, где известен Пред-

верхоянский краевой прогиб. Базиты распространены в бассейне р. Яны (Янский комплекс), а также в пределах Селенняхского антиклинория и восточнее на территориях позднемезозойского Колымского массива [Гуляев, 1975]. Магматические образования залегают на орогенных молассах, содержащих флору апта-альба. Они представлены интрузивами и эффузивами базитового ряда с дифференциатами до трахиандезитов. Характерная черта толщи эффузивов мощностью до 700 м — это практически горизонтальное залегание на размытой поверхности складчатых толщ, на комплексах средних и кислых вулканитов и на континентальных орогенных толщах. Геосинклинальные серии перми, триасы, юры были деформированы в юрское—раннемеловое время, а затем регионально пронизаны гранитоидами. Дайки долеритов, пластовые тела габбро-диабазов, а также более сложные вулканогенные комплексы щелочных базитов различной последовательности становления секутся роями самых поздних, палеогеновых даек мончикитов [Ганеев, 1973]. В олигоцене с продолжением в неогене и до настоящего времени происходит процесс грабенообразования поверх консолидированной области, испытавшей проявления финального базальтового магматизма. Этот процесс привел к становлению Момской системы рифтов—грабенов [Артемов, Наймарк, 1977], которую можно рассматривать как тафрогенную.

Область проявления посторогенных базитов и эпиверхоянский тафроген можно сравнить с зонами Зауралья тектонотипического Урало-Сибирского региона. Базитовые проявления здесь не отвечают типичным платформенным траппам. Они являются аналогами лишь тех частей базальтовых провинций, которые соответствуют собственно посторогенным лавовым и интрузивным полям и которые возникли непосредственно поверх областей завершённой эпигеосинклинальной складчатости (см. рис. 17).

Западная Гренландия, Баффинов залив и Лабрадорское море. Этот регион, где траппы выходят только в маленьких участках на побережьях, наиболее труден для установления места базальтов в разрезах вмещающих толщ. Рядом с областями развития лав по берегам депрессии, отделяющей Гренландию от Северной Америки, расположены древнеплатформенные щиты. Обычно регион считают рифтом, осложнившим поколь платформы, отдельные блоки которого разошлись и обнажили океанский субстрат, перекрытый мел-палеогеновыми лавами. Однако геофизика показывает [Keen et al., 1974], что на западе и на востоке вдоль береговых склонов залива, уже в акватории, прослеживаются мощные осадочные комплексы, вероятно имеющие в основании известняки ордовика—силура. На севере среди осадочных толщ могут быть и плитные докембрийские серии. Внутри палеозойско-мезозойских комплексов в нижних горизонтах имеются складки, возможно соответствующие каледонским или, скорее, более поздним деформациям, поскольку в восточной части Земли Элсмита палеозой вместе со слоями мезозоя охвачены лишь меловой юриканской орогией [Balkwill, 1978]. Складчатые и перекрывающие их горизонтально лежащие слои береговых континентальных склонов погружаются в сторону центра залива под лавовый плащ.

Образование Баффинова залива устанавливается по наличию под лавами на побережьях (о-в Диско [Martin, 1973]) юрских пород. Предполагается и присутствие триаса [Manchester, Clark, 1970], что относит начало обра-

зования депрессии по крайней мере к началу мезозоя. Блоковые деформации и разломообразование этого времени подтверждаются дайковыми комплексами на юго-западе Гренландии с радиологическим возрастом 242 [Allaart, 1973] и 138 [Van Den Linden, 1975] млн. лет.

Среди песчаников юры (о-в Диско) имеются морские битуминозные сланцы [Haller, 1970], что указывает на опускание Баффинова залива под уровень моря в мезозое. Уже слои среднего мела являются континентальными, а в сеноне известны грубые кластиты, местами с промышленными углями.

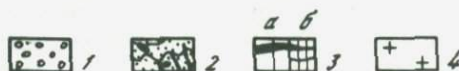
Какова бы ни была природа палеозойско (?) - мезозойской депрессии Баффинова залива — Лабрадорского моря, внутри нее на рубеже юры—мела произошла инверсия знака движений (невадская, раннеальпийская фаза). С этого времени появились также мощные источники сноса, свидетельствующие о фазе орогенеза и обеспечившие быстрое накопление осадков. По данным геофизики [Denham, 1973], в 100 км севернее о-ва Диско мощности мела достигают 3,5 км. В начале дания вся эта область, как и область края Атлантики, перекрывается туфогенными пачками, затем эффузивными траппами. Грубообломочные толщи мела можно представить как синорогенную угленосную формацию, а траппы в этом случае вполне сравнимы с посторогенными лавовыми излияниями.

Эпоха поздне меловых поднятий проявилась также на востоке Земли Элсмира, где отсутствуют лавы, однако имеются дайки. Силлы и плутоны известны также в бассейне Свердруп. Поднятия и деформации — так называемая Юриканская орогения — продолжались здесь вплоть до эоцена, в эпоху лавовых эффузий. Последние происходили на юге — в Баффиновом заливе и Лабрадорском море, а также на севере, в Северном Ледовитом океане. Они проявились также на Земле Пири — формация Кап Вашингтон, расположенная в областях, где на самом северном побережье Гренландии известны породы с меловым возрастом метаморфизма [Dawes, Soper, 1973; Kellog, 1975].

Позднее, в олигоцене—миоцене возникли разломы, секущие лавовый плащ и обновившие более древние линеаменты. Синтафрогенные поднятия этой эпохи привели к накоплению в северных областях, на Земле Элсмира и в бассейне Свердруп континентальной обломочной молассоидной толщи Бофорт, уже не пронизанной интрузивами [Wilson, 1976].

Западный Индостан. Платобазальты на западе Индостана перекрывают толщи перикратонного платформенного прогиба, открытого к геосинклиналям Афганистана и Пакистана. На складчатом фундаменте платформ здесь залегают вендские и кембрийские соленосные лагунные и мелководно-морские слои, нарастающие в мощности до 2 км в западном и северо-западном направлениях. Несогласно лежащие выше ледниковые серии карбона—перми сходны с подобными "гондванскими" толщами севера и востока полуострова. Пермские морские слои (они известны также вдоль линеамента Нармада) формировались также при трансгрессиях с севера и запада. Юрские континентальные, а в верхнем отделе — мелководные серии мощностью до 1,5 км залегают с размывом. Они накапливались на западе материка в эпоху начавшихся дислокаций в ранних альпидах (поздних киммеридах) Афганистана. Складчатые области (фарахская зона), консолидированные и прорванные гранитами в начале мела, испытали здесь

Периоды, отделы	Поздние киммериды Афганистана	Альпиды Пакистана	Запад Индостана
Миоцен		Моляссы	
Олигоцен	Моляссы		
Зоцен	Андезиты	Флиш	Известняки
Палеоцен	Моляссы	офиолитами	Траппы
Верхний Мел			
нижний		вулканиты (белы)	Известняки, глины
Юра	Карбонатные породы	Флиш Сланцы	
Триас	Флиш		Известняки
	Сланцы		
Пермь	Известняки		Гиллиты
Карбон	Мергели		
Девон	Эвапориты		



преобладающее опрокидывание на запад [Славин, 1976], где перед ними формировались наложенные орогенные впадины. В это же время в тылу складок, на территории будущих пакистанских альпид, накапливались среднемеловые вулканиты островных дуг (серия Бела) [Оден, 1977] (рис. 34).

Юрско-раннемеловой диастрофизм выразился на платформе частичной регрессией на рубеже юры и мела (районы Кач, Катиавар [Ragavendra, 1975]), затем меловые лагунно-континентальные серии наиболее широкой полосой распространились на юге полуострова, где их толщи перекрыты сейчас лавами. Накопление этих толщ соответствует эпохе орогенеза в ранних альпидах западной геосинклинали. Широкое площадное развитие этих горизонтов отвечает условиям синорогенного осадконакопления на тыльном перикратоне. В конце мела отлагались собственно континентальные грубообломочные слои.

С конца позднемеловой эпохи до начала эоцена происходили базальтовые эффузии. Сначала это были мощные однотипные излияния из множества трещин, позднее — из вулканических аппаратов центрального типа [Subbarao et al., 1976]. Мощность лав превышает 3 км в районах Бомбея. Вдоль западной материковой флексуры, возникшей после главной эпохи излияний, внедрились серии даек. Синхронно этим внедрениям и позднее были сформированы вдольразломные щелочно-базитовые комплексы по обновленным линеаментам (Нарманда-Сон и др.). Вулканизм и блоковые дислокации продолжались вплоть до начала неогена.

Становление плаща платформенных лав в пределах западноиндостанского перикратонного опускания произошло одновременно с образованием раннегеосинклинального базитового комплекса, который известен в складчатых структурах Белуджистана и Сулейман-Киртара. В эпоху мел-палеогеновых эффузий территории этих будущих складчатых сооружений являли собой ложе глубоководного бассейна, примыкавшего на западе к созревшим невадским (раннеальпийским) складкам Афганистана. Лавы этого бассейна и более восточных платформенных областей создавали единый плащеобразный покров [De Jond, 1976]. Затем, в эпоху блоковых дислокаций, платформенная территория была приподнята. С неогена устанавливается обращение рельефа, лавы стали размываться. Развитие более молодой геосинклинали в пределах Пакистана привело к образованию складчатой структуры, в которой были деформированы меловые и палеоценовые базиты, вскрывающиеся внутри офиолитовых швов. В конце палеогена складки были опрокинуты на Индостанскую платформу. Перикратонный прогиб, развивавшийся прежде как прогиб тыльной рамы, в эпоху позднеальпийских дислокаций оказался перед фронтом возникших складок. Верхний структурный ярус перикратона представлен линзами неогеновых обломочных толщ Предкиртарского и Предсулейманского краевых прогибов (см. рис. 34).

←

Рис. 34. Схема сопоставления разрезов [Оден, 1977; и др.] и принципиальные геологические профили Афганистан—Западный Индостан (а — палеоцен, б — квартал)

1 — моласы; 2 — флиш поздних альпид с офиолитами; 3 — траппы (финальные магматиты) поверх платформенных (а) и геосинклинальных (б) комплексов; 4 — фундамент платформы, выступы основания геосинклинали; остальные условные обозначения см. на рис. 30

Платобазальты североамериканских Кордильер и их аналоги в Тихоокеанском кольце. Кордильерский пояс пережил заключительную складчатость в ларамийскую эпоху (поздний мел—палеоцен). Его отдельные звенья, прекратившие геосинклинальное существование в эпоху невадской складчатости (поздняя юра—мел), испытывали сквозное орогенное развитие в мелу и палеогене. К концу палеогена эпиларамийский ороген Кордильер представлял собой такое же сложное глыбово-складчатое, сильно эродированное сооружение, невысоко стоящее над уровнем моря, каким был западносибирский эпигерцинский ороген к концу перми, перед эпохой траппового магматизма [Макаренко, 1976а].

Современная структура Кордильер иная. Она отличается сложно расчлененным рельефом на фоне общего поднятия, известного как морфологическая структура Провинции Бассейнов и Хребтов. По способу проявления дислокаций ("тектоника клавишей") и по пространственной приуроченности к эпигеосинклинальному орогену она вполне сходна с тафрогенными структурами более древних складчатых систем. Ее естественное отличие в силу молодости структуры сводится к относительно большей густоте и сравнительной мелкомасштабности грабенов. В Кордильерах, как и в Сибири, время оформления грабенов отделено от главной эпохи завершения эпигеосинклинального орогенеза сходным интервалом 40—50 млн. лет. Оформление грабенов совпадает с этапом проявления щелочно-ультрасоснового и кимберлитового магматизма на материке (массивы Айрон-Хилл, Роки-Бой и др. [Ланда, Егоров, 1974]). Так же как тафрогенез в Западной Сибири, блоковая тектоника в Кордильерах совпала с моментом внедрения глубинных магм.

В Кордильерах промежуточный этап между двумя последовательными состояниями — эпигеосинклинальный эродированный ороген, а затем уже сформированный тафроген документирован и подробно рассмотрен Кингом [1980]. На пенепленизированную поверхность эпиларамийского складчато-глыбового сооружения в конце олигоцена—миоцене изливались базальтовые лавы. Их сплошной чехол и сейчас присутствует в бассейне р. Колумбия. По мнению Кинга, критически рассмотревшего точки зрения многих американских геологов, чехол олигоценно-миоценовых лав распространялся гораздо шире, в том числе на площади Провинций Бассейнов и Хребтов (стадия Лоудербаки — чехол лав на "поверхности Пауэлла"). В начале плиоцена лавовый щит раздробился на серию по-разному наклоненных и приподнятых блоков (стадия сбросовых блоков Джилберта). В плиоценово-четвертичное время происходили эрозия, срезание горстов и заполнение грабенов, а также проявлялся более дифференцированный (до кислого) магматизм (долина р. Снейк) и формировалась современная структура.

Важно подчеркнуть, это специально отмечает и Кинг [1960], что доолигоценная пенепленизация превратила эпиларамийский ороген Кордильер в равнину с невысоким стоянием над уровнем моря. В этих же условиях, на низко стоящем континенте изливались лавы, для которых в крайней западной части региона были типичными условия подводных эффузий. Новый этап поднятий и блоковых дислокаций Кордильер происходит затем лишь в эпоху тафрогенеза, в плиоценово-четвертичное время.

В Урало-Сибирском регионе имеется весь сложный комплекс, связанный с траппами, а именно складчатый пояс Урала—Западной Сибири, его фронтальная платформенная рама с надвигами и полноразвитым краевым прогибом и, наконец, его тыльная платформенная рама с плоским перикратонным прогибом, перекрытым трапповым чехлом. В Кордильерах на материке существует лишь часть подобного комплекса. Это край фронта орогена и фронтальная платформенная рама с системой краевых прогибов (см. рис. 17, 35). Пространственную позицию тыла Кордильер занимает прилежащая часть океана. Третичные базальты, вскрытые бурением на дне восточной периферии Тихого океана, частью синхронны базальтам плато Колумбия на материке, сохранившим здесь свою ненарушенную тафрогнезом целостность. С позиций анализа общей структуры можно предположить, что восточнотихоокеанские третичные базальты океанического дна могут быть магматическим чехлом погрузившегося края невадско-ларамийского складчатого пояса Кордильер.

Лавы, представленные на материке платобазальтовой провинцией, как ясно из изложенного, тем не менее не являются типичными платформенными траппами. Они — прямые аналоги западносибирских и верховьянских посторогенных финальных магматических комплексов. В связи с этим классическую и хорошо изученную провинцию платобазальтов Кордильер следует выделить как особый тектонотипический случай трапповых материковых провинций — траппы колумбийского типа.

К такому типу провинций, помимо лав зауральских зон и восточновосточных областей, можно отнести базальтовые поля многих регионов Тихоокеанского активного кольца.

Так, лавовые поля в пределах Антарктического полуострова расположены непосредственно поверх областей, испытавших в отдельных прогибах геосинклинальные прогибания в ларамийском цикле. Уже в регионах, примыкающих к депрессии Росса, где лавы лежат на комплексах, вовлеченных только в ларамийскую повторноорогенную переработку, миоценовые базальтовые лавы вместе с надстраивающими четвертичными щелочными базитовыми сооружениями имеют иную тектоническую позицию. Здесь они могут быть рассмотрены лишь как траппы "восточногренландского типа" (см. рис. 35), т.е. как лавы, перекрывшие повторные орогены.

Олигоценно-миоценовые платобазальтовые поля поверх эпигеосинклинальных ларамийских сооружений известны также на Восточной Камчатке. Эпиларамийские финальные платобазальты, сходные с лавами Кордильер, вполне можно отнести здесь к материковым траппам "колумбийского типа".

Олигоценно-миоценовые базальты той же эпохи образования в Андах Южной Америки возникли поверх областей повторного ларамийского орогенеза, они, как и в Антарктандах, являются траппами "восточногренландского типа".

Таким образом, олигоценно-миоценовые платобазальтовые комплексы вдоль простираения полей меняют свою тектоническую позицию в связи с расположением внутри различных формационных наборов. Так же точно в пределах любого базальтового поля материков лавы меняют свою тектоническую позицию и вкрест простираения провинций (см. рис. 35). Следовательно, базальтовый магматизм в тылу эпигеосинклинальной складчатой

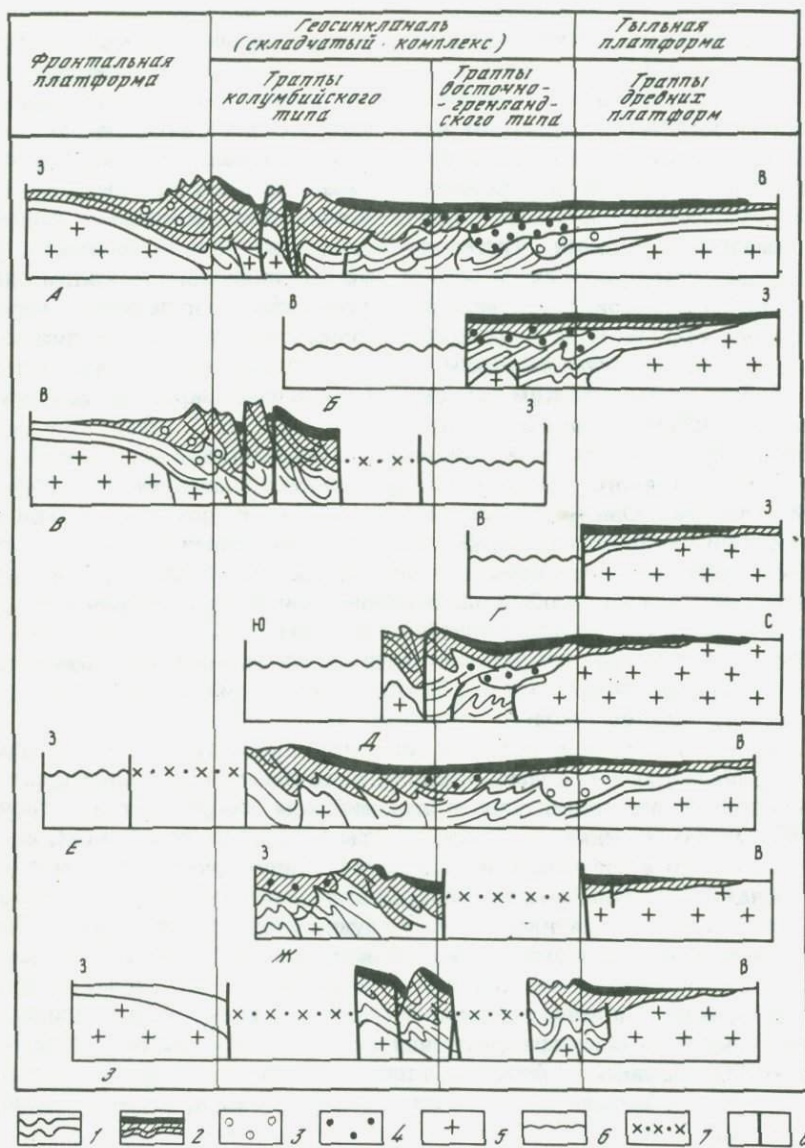


Рис. 35. Тектоническая позиция разных зон трапповых мегапокровов (типы трапповых комплексов)

А – Урало-Сибирский регион в триасе; Б – Восточная Гренландия в палеогене; В – Кордильеры в настоящее время; Г – восточная часть Южной Америки в мелу; Д – Южная Африка в юре; Е – Антарктида (траппы Феррар) в мелу; Ж – Афганистан–Западный Индостан в палеогене; З – Восточный Индостан–Южный Китай в триасе; 1 – геосинклинальные и платформенные толщи; 2 – то же для яруса, перекрытого траппами; 3 – орогенные формации краевых прогибов; 4 – повторноорогенные комплексы наложенных впадин; 5 – фундамент платформ, комплекс основания складчатых зон; 6 – области, замещенные в настоящее время пространствами океанов; 7 – геосинклинали, развивающиеся после эпох траппового магматизма; 8 – тафрогенные разломы

страны проявляется сквозьструктурно. Он охватывает области различной тектонической природы. Базальтовые поля, перекрыв тыл возникшего орогена, могут распространиться также и на его фронтальную зону отдельными изолированными пятнами, в том числе на области более ранней консолидации, пережившие повторноорогенную переработку (Антарктанды вокруг депрессии Росса, Анды в районах Патагонии).

В связи с анализом позиции платобазальтов Кордильер (траппов "колумбийского типа") необходимо отметить еще одну особенность таких базальтовых полей. Платобазальты р. Колумбии в Северной Америке, если их проследить по простираанию на запад под четвертичными вулканическими Каскадными гор, вновь вскрываются на поверхности, будучи смяты в складки вдоль тихоокеанского побережья в Береговых Хребтах. В штатах Орегон и Вашингтон исследователи рассматривают их как эвгеосинклинальные комплексы кайнозойской (Тихоокеанской) геосинклинали, еще не завершившей своего развития. В этом регионе отчетливо устанавливается, что импульс базальтового магматизма, проявленный в тылу складок ларамид и завершивший этот цикл тектогенеза, явился в то же время актом становления эвгеосинклинального комплекса прогибов нового геотектонического цикла. Это происходит внутри геосинклинального пояса, продолжающего активное развитие. Флишевые и вулканогенные андезитовые серии, перекрывшие базальты Тихоокеанской геосинклинальной системы, являются возрастными аналогами надбазальтовых тафрогенных комплексов ларамийских Кордильер. Они пространственно сопрягаются и с толщами ранних плитных слоев и с тафрогенными молассоидами, возникшими поверх базальтов Плато Колумбия и в грабенах Провинции Бассейнов и Хребтов (см. рис. 35, табл. 1).

С тех же позиций можно рассмотреть флишоиды поверх олигоценово-миоценовых (эпиларамийских) базальтовых полей на востоке Камчатки. Они затронуты камчатской складчатостью в молодой Олюторской геосинклинали. Однако их тафрогенные возрастные аналоги поверх консолидированных ларамид, а также их плитные возрастные аналоги, развитые над погруженными под уровень океана лавами Камчатской впадины, имеют иное структурное положение и соответствуют другим геологическим формациям.

В регионах Антарктического полуострова и Антарктанд молодые базитовые комплексы миоцена выходят на поверхность по краю материка, где примыкают к тылу ларамийского орогена, а западнее резко погружаются в сторону океана. В Тихом океане поверх таких оборванных береговыми флексурами молодых базальтовых полей существуют глубоководные желоба. Все они в большей или меньшей мере заполнены молодыми осадками турбидитового типа. Время обособления желобов по периферии Тихого океана — вторая половина миоцена. Этап длится донныне, что подтверждается выразительной морфологией желобов. Обособление желобов на востоке Тихого океана, возможно, представляет собой фазу оформления современных геосинклинальных трогов. Трoghi возникли на ложе из самых молодых базальтовых лав. Последние, выходя на материка, обнаруживают свою позицию эпиларамийских базальтовых плащей. Таким образом, обособление желобов поверх плаща лав совпадает по времени с тем самым импульсом блоковых дислокаций, который в областях ларамийских склад-

Таблица 1

Последовательность тектонических и магматических событий позднегеосинклинальных этапов развития герцинид и ларамид

Этап	Формация, магматизм	Период	Время, млн. лет	Сибирь	Аппалачи	Период	Время, млн. лет	Кордильеры
Тафрогенный	Молассоиды в грабенах, разломный базитовый магматизм	Юрский	200			Четвертичный	50	
Орогенный	Площадные базальты платформ, орогена	Триасовый	250			Палеогеновый	50	
	Позднеорогенные молассы, вулканизм субсеквентный	Каменноугольный	300			Меловой	100	

чатых сооружений приводит к оформлению тафрогенных горстово-грабеновых структур (типа Провинции Бассейнов и Хребтов).

Рассмотренные материалы позволяют, используя метод актуализма, высказать следующее предположение. Вероятно, имеются черты сходства между современной обстановкой, возникшей при заложении ныне живых геосинклинальных трогов (желобов на молодых лавах миоцена), и теми обстановками, которые возникали после образования более древних финальных базальтовых полей, когда поверх обширных лавовых плащей обособлялись новые геосинклинальные системы.

Анализ положения мезозойских и кайнозойских траппов в рядах геологических формаций приводит к следующим выводам.

1. Осадочные формации, подстилающие траппы тыльных платформ, всегда обнаруживают увеличение мощностей и количества морских прослоев в сторону смежной геосинклинали (присутствующей на материке) или в сторону прилегающего края современного океана. Наборы этих платформенных формаций представляют собой асимметричные линзы толщ перикратонных опусканий (перикратонов, краевых неогражденных синеклиз, амфикилиз).

2. Формация, непосредственно подстилающая траппы на платформе, всегда является наиболее грубообломочной, чаще — континентальной и может быть рассмотрена как платформенный аналог моласс примыкающего эпигеосинклинального орогена. Она не сконцентрирована в краевой прогибе, но распространена по всему тыльному перикратонному бассейну.

Все такие формации имеют признаки сноса обломочного материала из внутренних областей платформ, а также со стороны соседнего орогена. Такими признаками для континентальных толщ в краевых бассейнах, обращенных к современным океанам, являются иногда слои тиллитов, сносимых льдами в сторону континента.

3. Для траппов "восточногренландского типа" характерно залегание поверх вулканомолассоидных образований повторных (рекуррентных) орогенов и поверх толщ наложенных впадин. Эти дотрапповые серии, в свою очередь, перекрывают геосинклинальные области, консолидированные в фанерозое.

4. Для траппов "колумбийского типа" характерно залегание на орогенных молассоидах и на антиклинальных выступах только что созревшего и частью эродированного орогена. Они, таким образом, наиболее соответствуют проявлениям посторогенного финального магматизма, в понимании Штилле—Билибина. Их пространственное сочленение с синхронными полями траппов "восточногренландского типа" и полями траппов древней платформы позволяет представить весь комплексный и сложно построенный магматический плащ как мегапокров финальных базитовых магматитов.

5. Формация, непосредственно перекрывающая траппы на платформе (если она присутствует), либо залегает согласно (тогда она морская), либо, чаще, отделяется резким структурным несогласием. В этом случае на интервал структурной перестройки региона приходится опережающее накопление щелочных базитовых и ультраосновных эффузий и сопровождающее перестройку внедрение щелочно-ультрабазитовых даек и центральных плутонов, кимберлитов. Те и другие концентрируются вдоль ортогональных линеаментов, местами сопровождаемых грабенами с молассоидами.

6. Тафрогенные базиты грабеновых молассоидно-магматических формаций оказываются всегда наиболее поздними из всех геосинклинально-орогенных образований [Кау, 1951] и самыми ранними из образований, которые иногда считают формациями молодой плиты. Однако самой плиты с региональным чехлом осадков к моменту тафрогенеза еще не существовало. Правда, в отдельных зонах тыльного края орогена, иногда согласно перекрывая эффузивные базальты, синхронные траппам прилегающей платформы, появляются ранние плитные слои.

7. Ранние плитные слои перекрывают траппы "восточногренландского типа" или траппы "колумбийского типа" в областях, не затронутых тафрогенезом. Обычно они лагунные в основании и морские выше по разрезу. Формируются эти слои одновременно со щелочными базитами платформы, а также с проявлениями тафрогенного магматизма и накоплением тафрогенных молассоидов (см. рис. 29, 35). В зонах, не затронутых тафрогенезом, ранние плитные слои согласно перекрываются сплошным чехлом молодой плиты. Последний несогласно залегает на структуре размытого тафрогена.

8. Зона, отделяющая поднятый древнеплатформенный блок с траппами от погруженной молодой плиты с мощным тафрогенно-плитным "надбазальтовым" рядом (набором, комплексом, семейством) формаций, может иметь сложное строение с выступами фундамента как древней, так и молодой платформы. Ее тектонотип — Приенисейская полоса Сибири. "Надбазальтовые" осадочные серии океанов у побережий атлантического

типа наиболее сходны с рядом (набором, комплексом, семейством) формаций молодых платформ. Поскольку "добазальтовые" формации в океанах неизвестны, выделение здесь аналогов траппов древних платформ, траппов "восточногренландского" либо "колумбийского типов" может проводиться сейчас только по косвенным признакам.

9. Ряды надбазальтовых плитно-тафрогенных формаций поверх альпийских складчатых структур побережий Тихого океана смыкаются по латерали (имеют фациальные переходы) с геосинклинальными флишоидными формациями самых молодых складчатых систем либо с толщами современных геосинклиналей — желобов и вулканических цепей на лавах миоцена. С океанической стороны складчатых западнотихоокеанских ларамийских дуг происходит пространственное (фациальное) сочленение указанных раннегеосинклинальных формаций с осадочными формациями глубоководного базальтового ложа океана, опущенного (как перикратон) во фронтальные желоба. Как и для базальтовых плащей дна океанов атлантического типа, выделение здесь тектонических разновидностей базальтовых полей сейчас можно обосновать только косвенными данными.

Глава 6

ТРАППЫ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ

Известно, что начало одного геотектонического цикла в любом регионе Земли может отвечать середине либо концу цикла, протекающего в другом регионе. В последние 240 млн. лет развития Земли завершились финальными излияниями базальтов пять геотектонических циклов (герцинский, позднегерцинский, киммерийский, раннеальпийский, ларамийский). Начальные стадии двух первых циклов протекали в палеозое. Орогенная стадия позднеальпийского цикла продолжается сейчас. Структурные пары вулканических дуг-желобов на лавах миоцена в океанах — это области еще более молодых, современных геосинклиналей в ранних стадиях развития.

ТРАППЫ В ГЕРЦИНСКО-АЛЬПИЙСКИХ ЦИКЛАХ

Положение траппов мезозоя и кайнозоя в рядах геологических формаций смежных геосинклиналей и их тыльных платформ показано на рис. 36. События в геосинклиналях — складчатость, орогенез, внедрение гранитоидов, субсеквентный (орогенный) магматизм, финальный магматизм, тафрогенез, а также события на платформе — накопление плитных аналогов моласс, трапповый и сопутствующий магматизм происходят всегда в одинаковой последовательности. Хотя разновозрастные формационные наборы смежных геосинклиналей и тыльной платформы присутствуют не во всех регионах, закономерная смена формаций по вертикали и в геосинклинальных и в платформенных областях несомненна.

Сходные и одновременные тектоно-магматические события разыгрываются подчас в значительно удаленных регионах Земли. Наоборот, в сближенных областях вереницы таких событий могут протекать неодновремен-

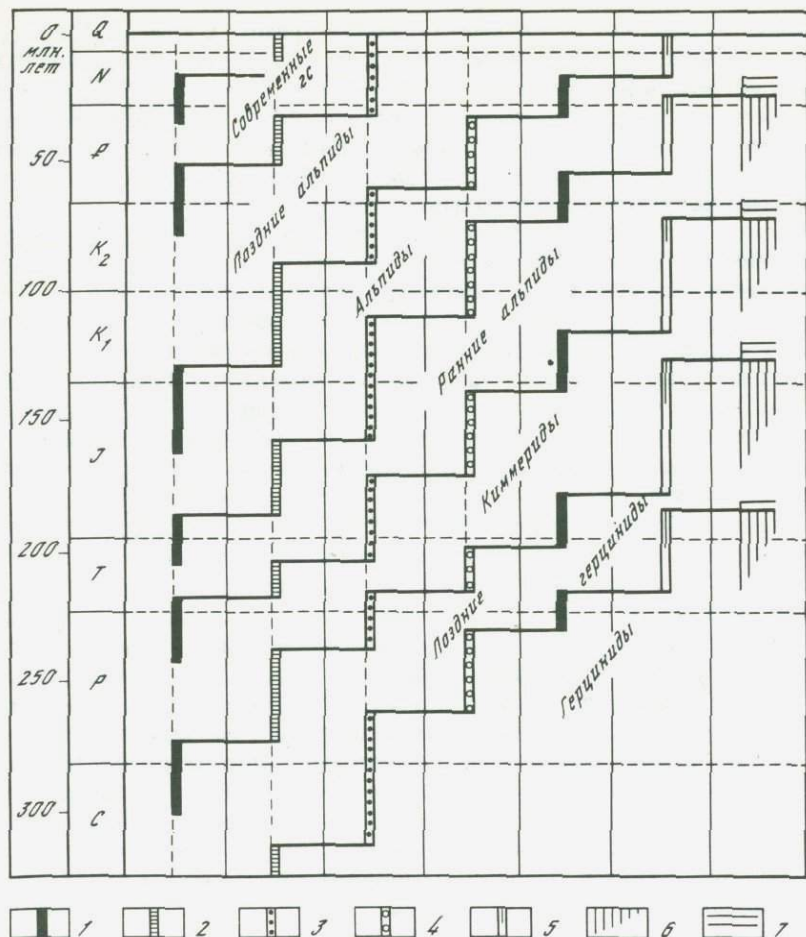


Рис. 36. Траппы в геотектонических циклах

1 - начальные магматиты геосинклиналей и траппы главных фаз магматизма платформ, областей завершённой складчатости; 2 - формации стадии геосинклинальных прогибаний; 3 - синскладчатые и раннеорогенные формации, гранитоиды; 4 - позднеорогенные формации, субсеквентные магматиты; 5 - тафрогенные базальты; 6 - ранние плитные слои; 7 - формации чехла молодой плиты

но. Тем не менее очередность указанных явлений и разделяющие их хронологические интервалы всегда одинаковы.

Отчетливо проявляется известная циклическая повторяемость тектономагматических событий, одинаправленно происходящих в разное время в разных платформенно-геосинклинальных областях Земли. Трапповый магматизм занимает в этой цикличности вполне определенное место.

Траппы тыльных зон орогенов (Западная Сибирь, Кордильеры), перекрывающие молассы, как это показано выше, всегда древнее тафрогенных магматитов. Если тафрогенез охватывает эти зоны, тогда регионально развитые базальты раннего импульса сохраняются останцами в основаниях

грабенов (туринская серия перми—раннего триаса в грабенах Западной Сибири, олигоценно-миоценовые базальты в грабенах Провинции Бассейнов и Хребтов Кордильер), а над этими останцовыми базальтами залегают собственно тафрогенные базиты, обычно более дифференцированные и в сочетании с молассоидами. Такие поздние магматические проявления одновременны щелочным базальтоидам и ультраосновным эффузивам, надстраивающим трапповый щит тыльной платформы.

Обычно в качестве финального магматизма складчатого сооружения воспринимается весь набор базитов — базальты площадные или останцовые в основании грабенов (раннефинальные) и дифференцированные до контрастных серий тафрогенные базиты (соответственно позднефинальные). Однако в пределах фронтальных зон орогенов присутствуют часто лишь позднефинальные, собственно тафрогенные магматиты (Западный и Центральный Урал, Аппалачи—Уошито, грабены Скалистых Гор Кордильер и др.). В этих случаях в качестве проявлений финального магматизма обнаруживается лишь поздний, тафрогенный комплекс. В таких регионах тафрогенные поднятия часто обновляют воздымания орогена. На Урале эти эпохи разделены этапом пенеппенизации [Пронин, 1965]. Поэтому при анализе только таких зон позднефинальный импульс дифференцированного базальтового магматизма может быть воспринят как позднеорогенный. Ведь горная страна с продолженным субсеквентным магматизмом реально существует вдоль фронта складчатости. Именно так иногда интерпретируют грабеновый магматизм складчатых сооружений. Так, в плиоцене в Кордильерах липаритовые и трахиандезитовые формации (комплексы Сан-Франциско, Иеллоустонского парка) представляют субсеквентный магматизм, а базальтово-липаритовые серии (р. Снейк, Медисин-Лейк) представляют позднефинальный магматизм. Вдольразломные проявления позднефинальных щелочно-ультраосновных плутонов (Айрон Хилл, Роки-Бой и др. [Кузнецов, 1964]), а также кимберлитовых тел выходят далеко внутри фронтальной платформы, соседствуя с субсеквентными магматитами.

Приведенные материалы позволяют считать, что положение траппов во времени и пространстве, зафиксированное позицией трапповых мегапокровных тел в рядах геологических формаций, всегда закономерно и вполне определено. Траппы как часть сложного платформенно-эпиорогенного финального базальтового мегапокрова возникают только при условии накопления полного комплекса сопряженных по латерали и вертикали геологических формаций в результате циклических тектономагматических процессов, охватывающих одновременно геосинклинали и платформенную раму. Поэтому отсутствие на материке той или иной части необходимого и достаточного вертикально-латерального набора формаций свидетельствует лишь об "исчезновении" части формационного комплекса под водами океана. В этом случае формации перекрыты лавами второго геофизического слоя, совпадающего в кровле с мегапокровом финальных базальтов, и заключены в подстилающей литосфере, вероятно изменившей свои физические характеристики. Для установления палеотектонических структур необходимо применять метод палеореставраций.

Латерально-вертикальный ряд геологических формаций, отражающий наиболее простой случай одноактного становления финального базальто-

Таблица 2

Формационные ряды разреза "геосинклиналь – платформенные рамы" на примере Урало-Сибирского региона

Продолжительность, млн. лет	Фронтальная платформа	Геосинклинальный пояс		Тыльная платформа
		геосинклинальная область	зоны ранней консолидации	
80–100	Молассы в краевом прогибе, субсеквентные магматиты повторноороженных впадин, реже щелочные базиты	Базиты и моласоиды тафрогена	Ранние плитные слои Раннефинальные магматиты	Щелочные базиты и ультрабазиты Траппы
80–100	Формация соленосная Терригенно-карбонатные	Молассы и субсеквентные магматиты Флишоиды, сланцы, спилиты		Формация угленосная Формации терригенно-карбонатные

вого поля и могущий служить тектонотипом, присутствует в Сибири. Этот сибирский формационный комплекс, точнее, его герцинский набор формаций, без докембрийско-раннепалеозойского и мезозойско-кайнозойского структурных этажей представлен в виде схемы (табл. 2). Он может служить своеобразным алгоритмом для расшифровки более сложных случаев.

С сибирским формационным комплексом – тектонотипом, а также с его догерцинским основанием сопоставлены структурно-формационные наборы краевых материковых провинций, включающие траппы или тафрогенные базиты мезозоя и кайнозоя (рис. 37). Части комплексов, которые отсутствуют в сравнении с полным тектонотипическим набором, т. е. "недостающие звенья", показаны либо внутри более молодых складчатых сооружений (см. рис. 37, II), либо в литосфере дна примыкающих океанов (см. рис. 37, III–XI). В последнем случае геофизические границы предполагаются скользящими по вертикали. Ограничением для таких построений по площади в направлении к центру океанических пространств каждый раз служит появление более молодого базальтового плаща в пределах Атлантического и Индийского океанов (см. рис. 37, VI–VIII) или более древнего плаща базальтов в Тихом океане (см. рис. 37, IX). Взаимное сопряжение разновозрастных базальтовых полей намечено в разрезе с допущением о перекрытии молодым мегалокровом более древнего.

По наличию плаща базальтов определенного возраста, имеющего прямые структурные связи с траппами материка, где известны подстилающие формации, восстановим в каждом случае необходимый для появления плаща базальтов тектонотипический формационный набор. В современной структуре эти наборы формаций в составе океанской литосферы можно только предполагать¹. Появление в океанах атлантического типа более молодых лав в направлении к его центру может отвечать наличию под

¹ Пунктир над профилями на рис. 37.

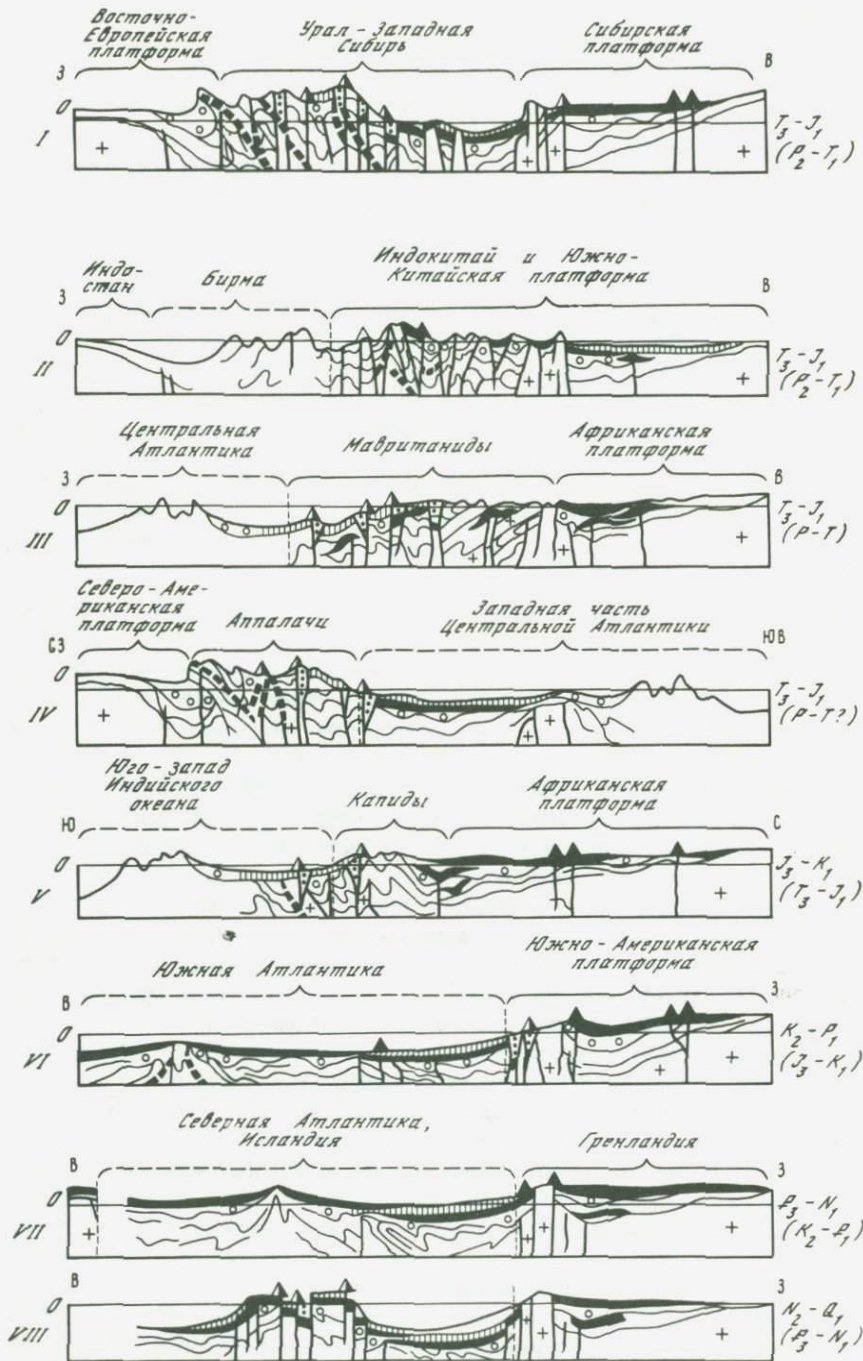


Рис. 37.

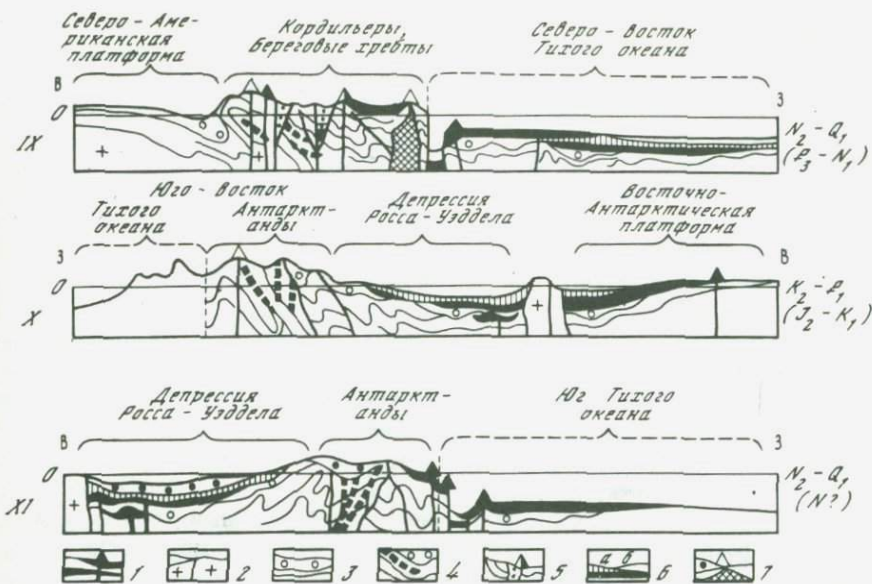


Рис. 37. Принципиальные профили сопряженных геосинклиналино-платформенных формационных комплексов, вмещающих траппы (финальные базиты) мезозоя и кайнозоя

1—XI — номера профилей; 1 — базитовые мегапокровы; 2 — кристаллический фундамент; 3 — чехол платформы, включающий аналоги моласс соседнего орогена (в том числе в краевых прогибах); 4 — складчатые геосинклиналиные толщи (с офиолитами) и прогибы с молассами; 5 — тафрогенные грабены и вулканические постройки из дифференцированных базитов; 6 — толщи плиты (а — ранние плитные слои, синхронные тафрогенезу, б — общий покров молодой плиты); 7 — молассовые впадины повторного орогенеза и постройки субсеквентных магматитов внутри орогенных и повторно-орогенных впадин. Индекс справа — время, для которого составлен профиль, в скобках — возраст главного плаща толеитов

лавами складчатых зон, консолидированных в последовательных геотектонических циклах. Тогда океан можно сравнить с геосинклиналиным поясом, замкнувшимся к своей оси. Тильные платформы последовательных складчатых систем оставались по мере замыкания пояса все время со стороны его внешних бортовых частей, а складки каждой системы должны были опрокидываться в направлении к его центру центростремительно (см. рис. 37, VI, VII).

Однако если реставрировать прежние структуры вдоль побережий Тихого океана, то окажется, что к материкам здесь всегда обращены фронтальные края складчатых систем, хотя каждая более молодая из этих систем оказывается в пространстве все более приближенной к океану (см. рис. 37, IX). Все системы вместе отвечают обширному геосинклиналиному поясу периферии Тихого океана. Его замыкание происходило так, что он сокращался по ширине в направлении к центральной осевой зоне. Однако складчатости разных этапов имели вергентность от центра в сторону бортов пояса (центробежно). Консолидация пояса с центробежным опрокидыванием складчатостей и определяет отсутствие траппов на платформенных фронтальных рамах, ограничивающих пояс. В Тихом океане

такие фронтальные рамы надежно выявляются по внешней материковой периферии Тихоокеанского кольца, а на западе океана — также в ситеме обращенных к океану складчато-надвиговых стровных дуг. В случае намеченной тенденции атлантического типа и в случае тенденции тихоокеанского типа результат, полученный методом тектонических реконструкций, не противоречит фактам. Можно предположить постепенное замыкание геосинклинальных поясов, охватывавших нынешние океаны. Оно привело к созданию обширных лавовых плащей океанского дна их материковых окраин..

Понимается, что при замыкании каждой из частных систем уже возник необходимый и достаточный для появления финальных базальтов латерально-вертикальный ряд геологических формаций в пределах смежных геосинклинали и стабильной рамы. Как часть стабильной рамы для активной системы внутри пояса выступает консолидированная складчатая зона предшествующего цикла. Эта зона причленяется либо к тыльному (см. рис. 37, VI), либо к фронтальному (см. рис. 37, IX) краю. Разрастающаяся тыльная рама ведет себя как истинный кратон, в понимании Штилле [1964], где проявляется лишь типично платформенный базитовый магматизм, а разрастающаяся фронтальная рама — как квазикратон, где накапливаются молассы и проявляется субсеквентный (повторноорогенный, или рекуррентно-орогенный, магматизм). Такой режим развития типичен для появления краевых вулканических поясов и для более удаленных в консолидированную раму "структур тихоокеанской группы" [М.С. Нагибина, 1965]. Вероятно, именно в такие эпохи перед фронтом более молодых систем образуются "континентальные" геосинклинали короткого развития [Архипов, 1975].

Из рис. 36 вытекает дополнительное заключение. Прослеживая по вертикали в абстрактных временных колонках однотипные события, можно видеть, что эпохи складчатости, эпохи внедрения гранитоидов, эпохи субсеквентного орогенного магматизма, происходящие в разных циклах, практически продолжают друг друга во времени. Хорошо известно, что явления при этом "смещаются" в пространстве как внутри частных геосинклинальных систем (миграция складчатости), так и между геосинклинальными системами (викарирование, "перескок" возраста складчатости), а также независимо проявляются в областях, значительно удаленных друг от друга. Это сторона, отражающая практическую непрерывность таких процессов на Земле, иногда приводит к попыткам вообще отрицать всякую цикличность тектономагматических явлений.

В то же время очень выразительно выглядят на шкале времени эпохи финального магматизма в циклах, особенно первые, регионально проявленные и мощные раннефинальные импульсы траппового магматизма. Интервалы проявления траппового магматизма охватывают геологические "мгновения" в 10–15 млн. лет [Kuno, 1969] и, привязанные к прочим стадиям тектономагматических процессов, четко фиксируют хотя бы один из моментов цикла — момент окончания собственно эпигеосинклинального орогенеза. Это свойство раннефинального магматизма позволяет считать его наиболее выразительным и легко уловимым актом в цикличности платформенно-геосинклинальных геотектонических событий. Акт может быть четко датирован возрастом базитов как внутри самой склад-

чатой страны, так и в пределах смежной платформы. Платобазальтовое поле является столь же выразительным признаком — атрибутом тыла замкнувшейся геосинклинали, каким является краевой прогиб вдоль ее фронта. При этом толща базальтов формируется очень быстро, тогда как развитие краевого прогиба происходит длительно, нередко начинаясь еще на стадии созревания геосинклинали, а затем иногда продолжаясь с обновлением в следующем цикле.

Дискретность во времени эпох траппового магматизма однозначно указывает на существование "острых углов" на бесконечной спирали "время — события". Базальтовый магматизм любого из импульсов проявлялся на крупных площадях многих материков, а также океанов.

МЕГАЦИКЛИЧНОСТЬ ТРАППОВОГО МАГМАТИЗМА ОКЕАНЫ И ПАЛЕООКЕАНЫ

Применение метода палеореконструкций позволяет построить схему распределения мезозойско-кайнозойских трапповых и базальтовых океанических полей Земли и их разломов с показом реальных (материковых) и предполагаемых (под лавами океанов) складчатых систем (рис. 38, 39).

Предыстория материковых и океанских площадей, перекрытых разновозрастными плащами лав, может оказаться сходной. Действительно, и на материках и на площадях океанов в течение общих кратковременных глобальных эпох устанавливаются сходные геологические условия. В эти эпохи обеспечивается возможность проникновения на поверхность Земли трещинных эффузий, перекрывающих единым плащом смежные области геосинклиналей и платформ, ранее развивавшихся различно. Происходит относительное выравнивание условий на глубине и в литосфере для проникновения магмы в области разной тектонической природы.

Можно считать, что океаны типа Атлантического — это стадийно замкнувшиеся геосинклинальные пояса, перекрытые последовательными полями финальных лав. Возникновение океанов в современном виде отражает в этом случае лишь одну из стадий развития геосинклинальных поясов Земли.

Представление о современных океанических пространствах как о геосинклинальных поясах, находящихся на определенной фазе развития (западная часть Тихого океана давно трактуется именно так [Пушаровский, 1972; и др.]), заставляет проследить их пространственные связи с "наземными" геосинклинальными поясами, пересекающими и окаймляющими современные материки.

Анализируя позицию океанов в структуре Земли, многие ученые сравнивали океаны с геосинклиналями, по-разному рассматривая лишь современное состояние предполагаемых геосинклиналей. Наиболее близкую к предполагаемой трактовку можно найти в трудах Н.М. Страхова [1948], В.В. Белоусова [1954, 1968], Г.П. Леонова [1956], Н.Х. Хераскова [1967], А.А. Пронина [1973]. В работе Г.П. Леонова подобные построения распространены и на область Тихого океана. Сами же идеи о прежних крупных массивах суши в Тихом океане восходят к трудам Зюсса, Ога, Делоне, Кобера. Намеченные представления о геосинклиналях, совпадающих так или иначе с океанами, не новы. Новым является предполагаемая концеп-

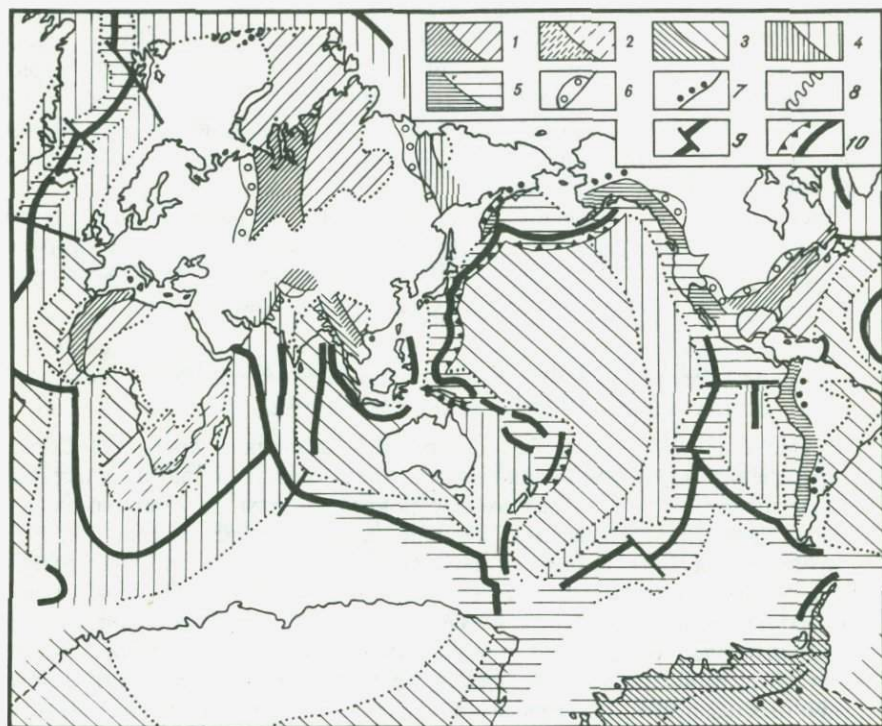


Рис. 38. Схема базальтовых полей Земли

Базальтовые поля (редкая штриховка), частью перекрывшие складчатые системы (частая штриховка): 1 — конца перми—триаса (герциниды), 2 — конца триаса—юры (поздние герциниды), 3 — конца юры—мела (киммериды), 4 — конца мела—палеогена (ранние альпиды), 5 — конца палеогена—неогена (ларамиды); 6 — краевые прогибы; 7 — повторно-орогенные впадины; 8 — складчатые системы мезозоя поверх финальных базальтовых полей; 9 — оси океанских хребтов, 10 — островные дуги и желоба западного края талассократона

ция о соответствии базальтов океанического дна финальным магматитам тыла геосинклинальных складчатых зон. Эта концепция позволяет: а) понять тектоническую природу океанических базальтов, излившихся поверх замкнувшихся геосинклинальных систем; б) уточнить простирания погруженных и консолидированных систем по возрасту базальтов дна, а также стадийность их консолидации; в) уловить закон, определяющий последовательность образования отдельных частей базальтового ложа океанов.

Расположение на Земле молодых траппов показывает, что они концентрируются вдоль побережий атлантического типа. Здесь траппы перекрывают либо оборванные берегами океанов платформы, либо те части орогенов (с их тыльной стороны), которые сохранились на материках. Вокруг Тихого океана на платформах траппы отсутствуют. Платформы играли здесь роль фронтальных рам для опрокинутых к ним полициклических орогенов. Однако в отдельных участках со стороны тыльных (океанических) зон этих орогенов сохранились обрывки финальных базальтовых плащей либо тафрогенные базиты. Все они — олигоценово-мио-

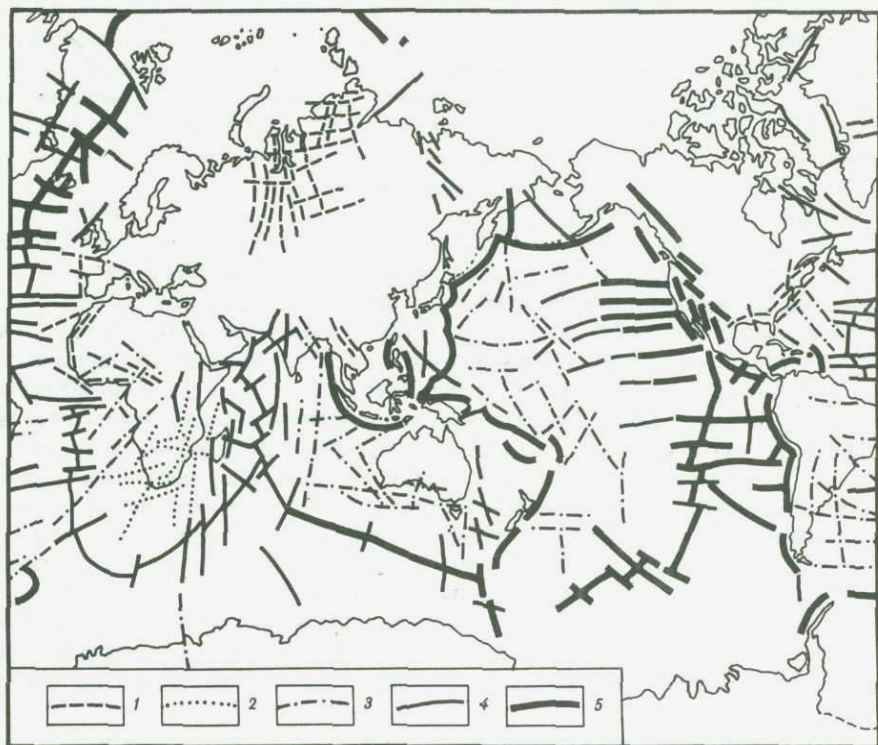


Рис. 39. Разломы базальтовых полей, секущие кору материков и океанов

Разломы, секущие базальтовые поля: 1 — триасово-раннеюрские, 2 — юрско-раннемеловые, 3 — меловые-раннепалеогеновые, 4 — палеогеново-раннеэоценовые, 5 — неогеново-четвертичные

ценовые, эпиларамийские, рожденные в финале последней из фаз завершеного орогенеза в Тихоокеанском кольце (Кордильеры, восток Камчатки, север Новой Гвинеи, Западная Антарктида) (см. рис. 37–39).

Положение фронта и тыла складчатых систем, разделяющих платформы, показывает, что последний "базальтовый потоп" на планете был обусловлен развитием большого числа геосинклинальных поясов по типу центростремительного замыкания. Большинство платформ Земли выступили в качестве тыльных рам для активных областей. В то же время Восточно-Европейская платформа почти по всей периферии оставалась в положении фронта относительно геосинклиналей Тетиса и Урала. Последние и в герцинском и в альпийском циклах были обращены к ней фронтом складок. В том же положении была Северо-Американская платформа относительно Аппалачей и Кордильер. Сибирская платформа по-разному проявила свою роль рамы: для герцинид на западе она была тылом в триасе, а для верхожанид на востоке — фронтом в мелу. Восточные и западные края Южно-Американской и Австралийской платформ также играли двойственную роль в разное время.

Приведенные построения иллюстрируются на схематической карте

Земли (рис. 40, см. вкл.), где изображены геосинклинальные пояса и разделяющие платформы (те и другие — в материковом либо океаническом состояниях [Макаренко, 1977]). Энергетически более активные зоны — геосинклинальные пояса — показаны пересекающимися континентальные границы. Замкнувшиеся геосинклинальные пояса, предполагаемые в океанах, продолжают по простиранию на материках. Продолжают их либо складчатые зоны континентов, либо геосинклинальные области, которые активно развиваются до сих пор.

Ширина активных поясов менялась во времени и неоднократно. Пояса можно расширить вплоть до древнейших ядер кратонов. При этом нужно учитывать возможность обособления внутри поясов прежних областей стабилизации — срединных массивов разного возраста. Пояса можно и предельно сузить, имея в виду их оси активности, которые мигрировали с ходом времени и не располагались четко в центре пояса. Как условные осевые линии поясов воспринимаются линеаменты с выходами гипербазитов. На материках это широкие системы офиолитовых разновозрастных швов геосинклиналей, а также осевые тафрогены, в океанах — рифтовые зоны океанических хребтов [Макаренко, 1977]. Первые, будучи вскрыты в рельефе и размыты, в плане распределены более прихотливо. На схематической карте указаны и некоторые элементы рельефа, также фиксирующие зоны активности, но представленные сейчас структурами других типов. Такими элементами явились оси орогенов без вскрытых офиолитов, а также крупные вулканические поднятия или гигантские разломы океанского дна. Вдоль части таких разломов тоже имеются проявления гипербазитов.

Простирания геосинклинальных поясов и их осевых зон установлены по атлантико-евразийскому полушарию, где лучше известны многие границы. Затем их сеть повторена и графически наложена на тихоокеанско-американское полушарие (сдвиг на 180° по широте). Простирания многих реальных структур совпадают с простираниями наложенной сети активных зон другого полушария.

Древний возраст многих структур и линеаментов обоих полушарий, участвующих в системе активных поясов, а тем более однотипная роль в выявленной симметрии некоторых древних швов одного полушария и молодых — другого свидетельствуют о фиксированном положении с древнейших времен системы ослабленных борозд — "шрамов" в литосфере. Их сеть отражает проекцию на поверхность Земли ее глубинных "энерговодов", т. е. некоторых каналов вдоль радиальных сечений, наиболее интенсивно выводящих энергию недр. Устойчивость сети геосинклинальных поясов на планете подтверждается, во-первых, древностью их материковых зон, а во-вторых, взаимной заменяемостью разновозрастных звеньев установленной матрицы в разных полушариях. Альпиды Аляски симметричны среднекембрийским системам Балтики, палеозоиды Урала—Сибири симметричны среднекембрийским системам Канадского щита, альпиды Индонезии — среднекембрийским системам Бразилии. Заметим, что ось Тетиса оказывается симметричной не геосинклиналям, а разломам-гигантам Тихого океана.

Намеченные оси активных зон фиксируют на Земле ту симметричную сеть поясов, которая могла быть повсеместно самой мобильной до сих

пор (в значительной мере так оно и есть), если бы все пояса проявляли активность синхронно и однотипно. Решетка энерговодов, ячеей которой сужались или расширялись со временем, отражая миграцию волн активности, существует стабильно, поскольку все из намеченных поясов развивались полициклически. Отдельные звенья этой осесимметричной энерговыводящей сети нашей планеты функционируют различно, а если однотипно, то со сдвигом по фазе. Геосинклинальная активность, как известно, смещалась во времени, а зоны ее влияния расширялись и сужались периодически. Сама же симметричная канва существует стабильно. Отсюда ясно, что ни о каком заметном латеральном смещении крупных глыб литосферы не может быть речи. В то же время горизонтальные перемещения в складчатых областях по поверхности твердой земной оболочке несомненны [Ажгирей, 1977; Мезозойские . . ., 1979; и др.]. Причины асимметричного строения, моновергентность складчатых зон пока еще не познаны. Однако ясно, что нельзя объяснять складчатость в геосинклиналях предположениями о горизонтальных перемещениях их жестких платформенных рам.

Распределение трапповых провинций докембрия (рис. 41) показывает, что в течение докембрийских крупных эпох, так же как в мезозойско-кайнозойское, на Земле преобладал стиль центростремительной консолидации геосинклинальных поясов. Вполне вероятно, что докембрийские мегаэтапы также сопровождалась "базальтовыми потопами" на планете, а базальтовые излияния распространялись на области прежних океанов. Будучи более обширными по сравнению с современными (они охватывали пространства фанерозойских складчатых сооружений), палеоокеаны, вероятно, имели меньшие глубины и распадались на отдельные ветви.

Совершенно иное распределение фронтальных зон орогенов обнаруживается на Земле во время "трапповых пауз" (рис. 42). В палеозое края почти всех платформ являлись форландами геосинклиналей. Единственным исключением служит Приуралье. На Урале в позднем докембрии и палеозое не проявилась активная складчатость, а базальты в той или иной мере постоянно изливались на платформу. Основные области развития базальтов концентрировались в Урало-Сибирском регионе, где финальные проявления завершенных циклов тектогенеза являлись, в свою очередь, начальными для рождающихся или регенерированных геосинклиналей.

Геосинклинали Земли в палеозое везде консолидировались по законам центростремительной вергентности. Все финально-начальные базальты в осях геосинклинальных поясов постепенно формировали те сквозные полициклические эвгеосинклинальные комплексы огромных стратиграфических объемов, которые в раздробленном и перемещенном виде слагают зеленокаменные пояса типа Уральского.

Серии такого облика должны были накапливаться в позднем докембрии и палеозое в центральных областях нынешних Атлантического и Индийского океанов. Вероятно, именно толщи сквозных эвгеосинклинальных базитовых серий палеозоя, перекрытые раннемезозойскими геосинклинальными комплексами с базитовыми "фоновыми ассоциациями формаций" [Цейслер, 1977], и вскрываются сейчас вдоль разломов срединно-океанических хребтов. Сами же пространства современных океанов представля-

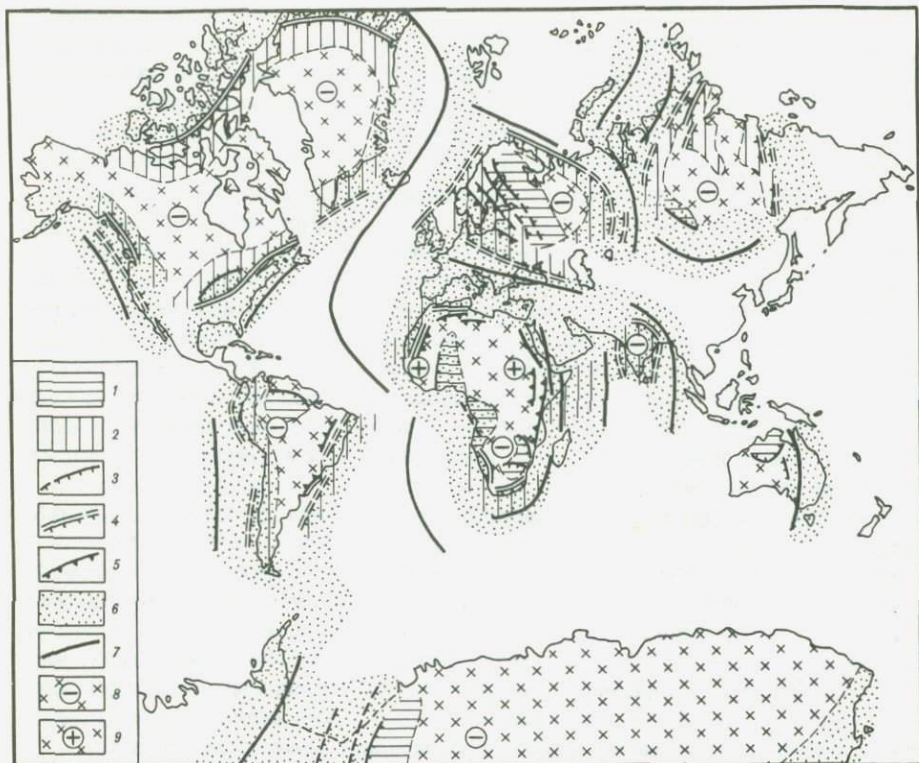


Рис. 41. Трапповые поля докембрия в общей структуре материков Земли

Траппы разного возраста, млрд. лет: 1 — 1,96–1,6, 2 — 1,1–0,75; 3–4 — соответственно складчатые системы того же возраста (штрихи показывают направление падения надвигов); 5 — области повторного орогенеза и метаморфического омоложения; 6 — геосинклинали, развивающиеся после эпохи траппового магматизма в регионе; 7 — оси геосинклинальных поясов, реальных и предполагаемых; платформы вне трапповых полей: 8 — тыльная, 9 — фронтальная

ли собой в палеозое системы из гирлянд островов — геосинклинальных кордильер в разных фазах развития. Пространства эти очень мало наполнили современные плоские впадины и, вероятно, имели наибольшее сходство с западной периферией Тихого океана.

На краях платформ в палеозое почти повсеместно накапливались материковые повторноорогенные (байкальско-каледонские, иногда вплоть до герцинских) молассоиды. Окраины платформ испытывали полициклическую повторную магматическую и метаморфическую переработку в связи с активностью примыкавших геосинклиналей. Подобного рода процессы сейчас идут вокруг Тихого океана. Одно из выразительных проявлений такого типа — краевые (перигеосинклинальные) тихоокеанские вулканические пояса. Для центра Тихого океана, расположенного с внутренней стороны его активного кольца, характерна, таким образом, сквозная позиция тыла по отношению к геосинклиналям палеозоя—мезозоя. Возможно, именно это обстоятельство и определило талассократон-

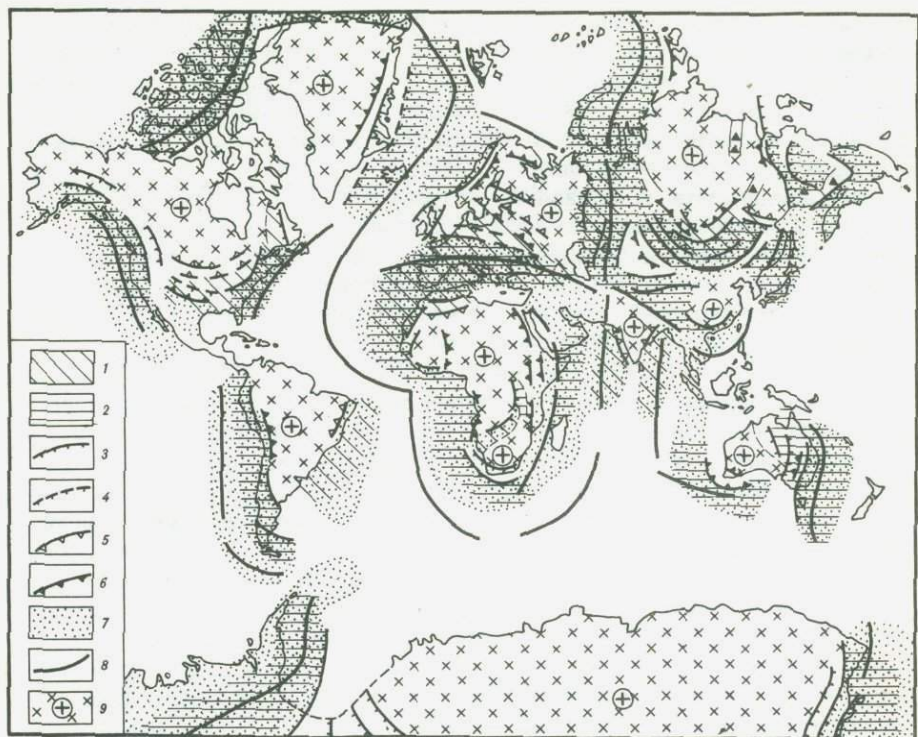


Рис. 42. Фронт и тыл геосинклиналей в течение готской, палеозойской траптовых пауз

Базальтовые поля в тылу складчатых систем разного возраста млрд. лет: 1 – 1,5–1,3, 2 – 0,6–0,25; 3–4 – соответственно эпигеосинклинальные складчатые системы того же возраста (штрихи показывают падение надвигов); 5–6 – соответственно зоны повторного орогенеза, метаморфического омоложения, авлакогены, вулканические пояса того же возраста; 7 – геосинклинали, развивавшиеся после эпохи траппового магматизма в регионе; 8 – оси геосинклинальных поясов (реальные и предполагаемые); 9 – платформы фронтальные

ное состояние стабильного блока, охваченного финальными эффузиями полициклического становления.

Процесс переработки фронтальных консолидированных рам от цикла к циклу на периферии активных геосинклиналей более всего соответствует тому режиму, который характеризуется термином "кратонизация" [Богданов, 1967]. В современном понимании геофизической специфики континентальной коры именно представления А.А. Богданова о кратонизации следует предпочесть значению термина в трактовке Штилле.

Подобно палеозойской паузе, вторая такая "трапповая пауза" на Земле (готская – эльсонская – акитканская эпохи) (см. рис. 42) характеризовалась сходной ориентировкой фронтальных зон геосинклиналей. Границы консолидированных областей Земли, испытавших готское омоложение и кратонизацию [Богданов, 1967; Бухаров, 1976; Сулиды-Кондратьев, Козлов, 1976], явились позже краями позднекембрийских океанических впадин. Ту же роль выполнили и области палеозойской кратонизации вдоль

краев нынешних атлантических побережий. Очередная фаза образования океанов в мезозое и кайнозое охватила лишь те пространства прежних геосинклинальных поясов, системы которых хотя испытали завершающую складчатость, определяемую появлением финальных базальтов, но не пережили кратонизирующий режим повторноорогенной переработки, ведущий к устойчивому расширению материковых глыб.

Мегацикличность в проявлениях траппового магматизма на Земле связана с типом развития ее геосинклинальных поясов. Последние могут замыкаться с центростремительной либо с центробежной вергентностью. Замыкание по первому типу ведет к "базальтовым потокам" с образованием обширных океанов, имеющих плоское лавовое ложе. Земля как бы одевается с поверхности тонкой базальтовой пленкой.

В дальнейшем океаны развиваются как геосинклинальные пояса с центробежной вергентностью складчатых систем. Это приводит к расширению материковых платформ. Их края, наращиваясь фронтальными зонами орогенов, испытывают кратонизацию с появлением черт континентальной коры. Базальтовые плащи тыла орогенов в такие эпохи концентрируются, последовательно группируясь вдоль осей геосинклинальных поясов. На платформах отмечаются "трапповые паузы". Пояса Атлантического полушария Земли в мезозое-кайнозое замыкались по первому типу — с центростремительной вергентностью, определив образование пассивных материковых окраин. Ранее, в палеозое, они развивались по второму типу — края материковых платформ испытывали повторный (рекуррентный) орогенез и кратонизацию. Круговой Тихоокеанский активный пояс развивался асимметрично, тыльные области (кратоны?) были в центре. Его активные материковые окраины — это фронтальные стабильные рамы полициклических геосинклиналей.

Различие в стиле развития геосинклинальных поясов разных полушарий определяет глобальную диссимметрию (нарушенную глубинную симметрию) планеты.

Траппы как геологическая формация. Как и любая геологическая формация, траппы — сообщество парагенетически связанных базитовых магматических пород — отражают своим появлением определенную стадию развития крупных структурных областей Земли.

Определение траппов как магматитов некоторой фазы развития древних или молодых платформ является недостаточным. Действительно, обширные трапповые мегалокровы, как показано выше, охватывали одновременно различные структурные элементы материков, в том числе и альпийские складчатые зоны. Вместе с тем на древних платформах траппы возникали в разное время и в разных частях. Известны также интервалы времени, когда траппы отсутствовали на всех платформах Земли. Среди молодых платформ есть такие, где траппы вообще неизвестны (Средневропейская плита и др.). Очевидно, что в определении траппов как геологической формации должно заключаться указание, когда и на какой платформе происходит формирование траппов. Областями, влияющими на особенности развития платформ, могут быть только разделяющие платформы геосинклинальные пояса. Именно стиль развития последних, как ясно из изложенного, диктует место и время появления траппов.

Два типа пограничных тектонических форм складчатой страны — крае-

вой прогиб фронтальной стабильной рамы (форланда) и трапповый плащ тыльной стабильной рамы (рюкланда, хинтерланда) являются одинаково необходимыми атрибутами консолидированной геосинклинальной системы. Эти пограничные формы взаимно исключают друг друга, поскольку "геосинклинальная волна", определяющая направление опрокидывания складок в каждом цикле тектоногенеза, характеризуется векторной величиной.

Финальный базальтовый мегапокров, проявленный в тылу складок эпигеосинклинальной орогенной страны, всегда распространяется на любые тектонические структуры, расположенные здесь. Это может быть либо древняя платформа, либо ранее консолидированная зона фанерозойского геосинклинального пояса, либо, наконец, сам эпигеосинклинальный ороген с эродированными хребтами и заполненными молассой впадинами, а также и все эти структурные области вместе. Последний случай отвечает позиции эпигерцинского траппового мегапорова Урало-Сибирского региона. Его восточные внешние зоны расположены на древней Сибирской платформе, центральные — на байкалидах и каледонидах центральной и восточной частей Западно-Сибирской низменности, покрытых чехлами наложенных впадин, наконец, западные зоны — прямо на герцинидах Урала и Зауралья (см. рис. 43).

Таким образом, внутри единой магматической провинции обычно можно выделить латерально переходящие один в другой синхронные базальтовые плащи разного типа, т. е. имеющие неодинаковую тектоническую позицию. В наиболее полном выражении это будут "траппы древней платформы", "траппы молодой платформы" и траппы, залегающие поверх только что созревшего и частью эродированного орогена, еще не перекрытого чехольными осадками, т. е. не ставшего платформой. Последний тип можно назвать траппами геосинклинального перекрытия или базальтами геосинклинального перекрытия (это более общий термин). Как было показано, тыльный базальтовый плащ является одновременно и финальным, и начальным комплексом магматитов для последовательных геосинклинальных циклов, протекающих в одной и той же либо в сближенных зонах. Прослой базитов, позднее сильно деформированный, служит перекрытием между геосинклинальными ярусами (так, перекрытия в любом строении одновременно являются и потолком и полом для разных его этажей).

Итак, в самом полном виде каждый финальный покров базальтов, возникший в эпоху завершения эпигеосинклинального орогенеза, разделяется по латерали на зоны, в которых он имеет разное тектоническое положение. Все смежные разнотипные зоны полностью известны. Урало-Сибирский регион может служить цельным трапповым тектонотипом. В то же время здесь внутренние области эпигерцинской базальтовой провинции перекрыты чехлом молодой плиты и пока слабо изучены.

Восточно-Гренладские траппы залегают на каледонидах, покрытых палеозойско-раннемезозойским осадочным чехлом, так же как пермско-триасовые лавы лежат на байкалидах—каледонидах в фундаменте Западно-Сибири.

Тектонические аналоги частью обнаженных траппов Урала и Зауралья — это лавы плато Колумбия Кордильер, лежащие поверх эродированного орогена ларамид. И уральско-зауральские, и колумбийский базальты залегают на смятых в складки молодых геосинклинально-орогенных сериях.

Таким образом, траппы "восточногренландского типа" — это вскрытый на поверхности тектонотип молодой платформы, а траппы "колумбийского типа" — также обнаженный тектонотип базальтов геосинклинального перекрытия. Именно эти хорошо изученные провинции — частные трапповые тектонотипы — можно взаимно сравнивать по внутренней структуре и вещественному составу пород, выявляя их характерные черты.

Таким образом, в геотектонических циклах фанерозоя трапповые импульсы отвечают двухфазному финальному магматизму. Позднефинальная фаза совпадает с посторогенной стадией тафрогенеза. В последовательных геотектонических циклах, протекающих в одной либо сближенных областях, импульс траппового магматизма одновременно соответствует финально-начальным базитовым проявлениям. Последнее обстоятельство позволяет замкнуть по стадийности явлений геосинклинальный цикл.

Применение метода палеотектонических реставраций позволяет установить, что мегацикличность в проявлениях траппового магматизма на Земле связана с типом развития ее геосинклинальных поясов, которые обнаруживают симметричное расположение относительно оси вращения планеты. Геосинклинальные пояса на разных мегаэтапах замыкаются с центростремительной либо центробежной вергентностью частных складчатых систем. Первый тип развития геосинклинального пояса соответствует трапповым мегаэтапам и "базальтовым потокам", из которых последний охватывает мезозой—кайнозой. Второй тип развития отвечает трапповым паузам.

Траппы — геологическая формация тыла замкнувшейся геосинклинали, возникшая в стадии финального магматизма. В целом виде она представлена латерально сопряженными частными трапповыми тектонотипами — траппами древней платформы, траппами молодой платформы и траппами (базальтами) геосинклинального перекрытия.

Глава 7

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА ТРАППОВ И ТЕПЛОЙ РЕЖИМ НЕДР ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

ПЕТРОХИМИЧЕСКИЕ РЯДЫ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД ТРАППОВЫХ ПРОВИНЦИЙ

Для поисков полезных ископаемых, связанных с платформенными базитами, важную роль играют особенности дифференциации магмы в глубинных и промежуточных очагах, ответственные за концентрацию рудных компонентов. Степень и направленность магматической дифференциации запечатлены в наборе эффузивных пород, постепенно излившихся на поверхность, и последовательности внедрения интрузий.

После работ Ю.А. Кузнецова [1964], В.Л. Масайтиса и др. [1977] о месте траппов среди прочих магматических формаций, а также установления В.А. Кутוליным [1969, 1972] петрохимических типов формационных базитовых комплексов появились материалы для выявления сравнительной эволюции магматизма внутри самих базитовых серий трапповых провинций и их отдельных частей (табл. 3).

Магматические формации в трапповых комплексах. В строении трапповых комплексов, как правило, участвуют несколько магматических формаций. Главная из них — формация толеитовых базальтов, обычно преобладающая по объему. Комплекс полевошпатовых щелочных базитов, а также бесполевошпатовых¹ ультраосновных — щелочных и ультраосновных пород по ряду признаков выделяют в особые формации. Все эти формации могут проявляться и независимо от трапповой. Однако, когда в пространстве—времени эти серии магматитов парагенетически ассоциируются с толеитами, они представляют собой естественные элементы общего траппового мегапокрова, частично расслаивая и перекрывая его.

Дифференцированные базиты обычно имеют меньшее распространение, тяготеют лишь к отдельным участкам трапповых полей обычно вдоль зон разломов. Они бывают дотолеитовые либо послетолеитовые. Последние структурно и стратиграфически надстраивают трапповый плащ — мегапокров. Они нередко создают специфические формы рельефа в виде вытянутых хребтов либо обширных щитовых поднятий. В некоторых случаях в основании таких серий устанавливается структурное несогласие.

Момент накопления главного мегапокрова траппов отвечает фазе раннефинального магматизма, а послетолеитовый магматический импульс соответствует позднефинальной фазе. Обычно с этой фазой совпадают дробление мегапокрова, блоковые подвижки по разломам.

Траппы древних платформ. Особенности магматизма рассмотрим на примере Сибири. На платформе, окаймленной с юга, запада и северо-запада (включая Таймыр) байкальскими складчатыми комплексами в фундаменте, наиболее удаленными внутри древнего стабильного блока оказываются регионы восточной части Тунгусской синеклизы, примыкающие к склонам Анабарского поднятия. Здесь эпоха пермско-триасовых магматических проявлений начинается эффузиями слабо дифференцированных ультраосновных — щелочных лав ардыжангской свиты в Маймеча-Котуйской провинции (мощность около 1 км)¹. Это меланефелиниты, в том числе одивиновые, мелилититы, лимбургиты. Реже встречаются покровы пикритов, главным образом в средней части разреза. Одновременно на примыкающих южных и центральных площадях Тунгусской синеклизы накапливается правобоярская свита, сложенная пирокластами и потоками лав континентальных толеитов базальтов (600—900 м). Структурно перекрывая фациально сопряженные ардыжангскую и правобоярскую свиты, выше них залегают нижнекоготокская подсвита, сложенная низкокальцевыми океаническими толеитовыми базальтами (450—600 м) (см. табл. 3).

Более молодые наземные вулканиты северо-восточного борта Тунгусской синеклизы представляют собой надстраивающий комплекс. Это дифференцированные щелочно-базитовые лавы верхнекоготокской под-

¹ Выделявшаяся ранее потокойская свита в крыле угленосной толщи с лавами лимбургитов исследованиями автора 1976—1977 г. не подтвердилась. Щелочные магматические породы в переслаивании с углесодержащими пачками верхов пеляткинской свиты отвечают протяженным силам меланефелинитового состава.

Таблица 3

Химические составы пород трапповых и других базитовых комплексов, вес. %

Окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,15	49,21	49,9	48,01	47,79	51,9	51,69
TiO ₂	2,09	1,39	3,1	1,96	2,72	1,50	1,62
Al ₂ O ₃	15,09	15,81	12,7	14,05	14,34	15,3	14,8
Fe ₂ O ₃	3,35	2,21	4,8	4,02	6,14	2,39	10,54
FeO	7,56	7,19	10,4	8,24	7,32	8,31	
MnO	0,17	0,16	0,2	0,20	0,20	0,18	
MgO	7,75	8,53	4,8	7,97	6,19	7,0	6,82
CaO	10,61	11,14	9,2	11,21	10,70	10,51	10,82
Na ₂ O	2,23	2,71	2,7	2,42	2,78	2,32	2,42
K ₂ O	0,30	0,26	0,6	0,23	0,45	0,41	0,65
P ₂ O ₅	0,23	0,15	0,6	0,21	0,30	0,25	0,24

Примечание. Базальты океанов: 1 — средние [Кутюлин, 1969], 2 — срединных хребтов [Nelson, Thompson, 1973]; Исландия [Wood, 1976; Sainley, Noe-Nigaard, 1976]: 3 — исландит, 4 — верхние лавы, 5 — нижние лавы; плато Колумбия [Snively et al., 1973; Wright et al., 1973; McDougall, 1978], базальты толщ: 6 — Помона, 7 — верхняя линия, 8 — средняя линия, 9 — нижняя линия; Восточная Гренландия [Brooks et al., 1976]: 10 — средний базальт, 11 — пикрит толщи Микис; Индостан [Krishnamurthy,

Таблица 3 (окончание)

Окислы	17	18	19	20	21	22	23
SiO ₂	48,52	49,91	46,64	50,02	45,70	48,20	38,73
TiO ₂	1,4	1,32	2,81	2,84	1,1	1,1	1,95
Al ₂ O ₃	14,81	14,72	14,50	15,54	15,62	14,0	12,4
Fe ₂ O ₃	4,50	3,95	5,32	4,88	6,88	6,50	8,42
FeO	8,62	7,53	9,14	6,23	7,17	4,10	5,45
MnO	0,22	0,31	0,26	0,19	0,16	0,15	0,20
MgO	7,39	6,2	3,98	3,98	6,57	5,60	9,41
CaO	11,12	11,41	7,38	7,05	11,68	8,20	13,81
Na ₂ O	1,92	1,92	2,83	4,02	1,86	2,60	2,45
K ₂ O	0,25	0,64	1,58	3,14	0,24	0,90	1,40
P ₂ O ₅	0,15	0,05	0,8	0,82	0,20	0,40	0,74

свиты (300–400 м) и дельканской свиты (900–1000 м), в основании иногда отмечено несогласие. В составе комплекса преобладают трахибазальты, трахиандезито-базальты, трахиты, реже встречаются меланефелиниты, трахито-липариты. Известны прослои туфов трахитового состава и сваренные туфы — трахитовые игнимбриты. Заключительные излияния траппового мегапокрова представлены ультраосновными низкощелочными меймечитами (до 1 км). Широко развиты плутоны надстраивающего комплекса, здесь это карбонатитовые плутоны и трубки кимберлитов [Егоров, 1970].

	8	9	10	11	12	13	14	15	16
	51,14	48,76	48,88	47,01	50,48	50,86	43,85	50,51	44,15
	3,0	2,49	2,57	2,42	1,82	2,31	3,05	2,85	1,44
	13,71	16,17	13,68	10,69	14,56	12,73	9,95	12,65	6,35
	14,16	12,25	13,43	12,51	2,93	2,88	2,80	3,12	2,95
					9,46	11,92	9,63	11,23	7,38
	0,24	0,19	0,20	0,16	0,18	0,23	0,71	0,23	0,19
	4,19	6,24	6,57	11,18	6,39	5,52	13,36	5,45	22,37
	8,46	8,94	11,29	9,44	10,51	10,17	13,08	10,57	8,33
	2,86	2,92	2,35	2,0	0,59	2,70	1,85	2,43	0,64
	1,33	1,27	0,26	0,38	0,83	0,30	0,48	0,61	0,40
	0,56	0,35	0,28	0,31	0,25	0,38	0,24	0,35	0,17

Сох, 1977; Sukheswala, Poldervaart, 1968]: 12 — верхний трапп, 13 — долерит, 14 — анкарамит, 15 — базальт, 16 — пикрит; Сибирская платформа [Томановская, 1965; Егоров, 1970; Шихорина, 1970; и др.], породы свит: 17 — амбагалахской, 18 — надеждинской, 19 — ергалахской, 20 — дельканской, 21 — нижнеготокской, 22 — правобоярской, 23 — меланефелинит арыджангской.

В центральной и южной частях Тунгусской синеклизы разрез наземных траппов менее сложный. Здесь неизвестны ультраосновные лавы, основание толщ слагают туфы тутончанской и корвунчанской свит с толеитовым составом обломков и регионально выдержанными характеристиками отдельных горизонтов (мощность 300–500 м) [Макаренко, 1971]. Они перекрыты толщами континентальных толеитовых лав нидымской и ямбуканской свит с наиболее обогащенными щелочами верхними горизонтами. На всех площадях центра, юга и востока Тунгусской синеклизы трапповый плащ интенсивно, на 300–500 м, размыт [Макаренко, 1970]. Известные здесь серии пород в кровле отвечают средним горизонтам прежнего плаща наземных траппов.

Более полные разрезы (мощности до 3 км) известны в Норильско-Хараелахском районе. В основании разреза залегают трахибазальты ергалахской свиты, выше — толеиты гудчихинской толщи сыверминской свиты с пикритами в кровле, далее разрез надстраивают толеитовые базальты туклонской-самоедской свит. В разрезе толеитовых лав района отмечена двухстадийная тенденция изменения их петрохимического состава в направлении снижения содержания К [Дюжиков и др., 1971]. Наиболее низкокальциевые океанические толеиты залегают в кровле первого ритма (хаканчанская — моронговская свиты) и в кровле второго ритма (юряхская — амбагалахская свиты) [Томановская, 1965] (см. табл. 3).

Такое же направление развития лавовой серии установлено и для Таймыра [Ковалева, 1965], в основании комплекса здесь недавно обнаружены сходные с норильскими щелочные базиты и выше — прослои пикритов [Ленькин и др., 1973].

Комплекс, надстраивающий толеиты, на северо-западе платформы и

на Таймыре, не содержит вулканитов, он представлен плутонами габбро-сиенитовой формации (Болгохтох, малые интрузии Таймыра)¹.

Траппы молодых платформ. Наиболее представительный регион — Брито-Арктическая провинция. В Восточной Гренландии самые ранние эффузии, перекрывающие пачки туфов, представлены нижними лавами формации Микис (пикритовые базальты и пикриты мощностью до 1 км). Выше них залегают гиалокластиты (800 м), перекрытые так называемыми полевошпатовыми базальтами (более 1 км). Они произошли из "сухих" магм, наименее богатых летучими. Весь лавовый комплекс Восточной Гренландии имеет состав толеитов, полностью отвечающих океаническому типу по содержанию К [Brooks et al., 1976] (см. табл. 3).

Послетолеитовый надстраивающий комплекс представлен плутонами габбро-сиенитовой формации (Лилоиз-Берг, Вернер-Берг, Тереза-Берг и др. [Haller, 1970]), а также плутонами с дифференциатами габбро-феррогаббро — гранофир (Скаергаард). Известны также широко развитые вероятные корни эродированных лав, сложенные дайками трахибазальтового состава.

На Британских островах и Внутренних Гебридах толеитовые лавы представлены сходной последовательностью оливиновых базальтов, разделенных "интербазитовыми" и туфогенными горизонтами с андезитовыми, андезито-базальтовыми и риолитовыми лавами. Комплекс сильно размывает (мощность до 300 м). В сохранившихся от размыва самых верхних слоев толеитового лавового комплекса о-ва Скай недавно обнаружены сходные с "океанскими" низкокальциевые (и вообще низкощелочные) толеиты группы Осдал [Esson et al., 1975]. Их выходы отмечены на расстояниях в десятки километров, хотя мощность невелика (до 150 м). Эти лавы считаются сохранившимися в кальдерах реликтами регионально развитой толщи. Последнее подтверждается присутствием многочисленных дайковых серий сходного состава.

Надстраивающие толеитовый плащ дифференцированные щелочные базиты представлены на Британских островах расслоенными габбровыми плутонами с щелочными и кислыми дериватами (острова Скай, Рам и др.). Это — вскрытые эрозией камеры крупных вулканов центрального типа, сходные с восточногренландскими.

Базальты геосинклинального перекрытия. Лучше всего изученный регион — траппы плато Колумбия Кордильер. Нижним членом разреза считаются покровы Умнаха, сглаживающие сложный рельеф [Holden, Ноорег, 1976], и свита Пикчер Джордж (мощность 500 м), залегающая сплошным покровом. Комплекс лав залегает с несогласием на складчатых комплексах либо на горизонтах брекчий андезитового и трахиандезитового состава, вероятно принадлежащих вулканитам орогенного комплекса. В этих горизонтах лав толеитового типа, а также в их аналогах на побережье, позднее смятых в складки (свите Депо), отмечается обычный состав континентальных толеитов. Установлено сходство с траппами по-

¹Предполагавшиеся здесь карбонатиты в районе р. Фадью-Куды (ручьи Щелочной, Лунный) не подтвердились нашими работами 1972–1974 гг. Автор разделяет представления Г.А. Ковалевой и Л.С. Егорова об отнесении карбонатных образований к тектонизированным и выжатым по разломам мраморам.

вышенной кремнекислотности и железистости [Snawely et al., 1973]. Выше залегает серия толеитовых базальтов Якима (мощностью 300–500 м). Верхи базальтов Якима – пачка Помона и ее аналоги – базальты Пэк-Сэк на побережье мощностью до 70 м наиболее близки по составу к океаническим сериям. Рассекающие их еще более поздние дайки толеитовых базальтов-микродолеритов (мощностью до 100 м) – вероятные корни прежних лав – самые низкокальциевые [Snawely et al., 1973; McDougall, 1978] (табл. 3).

Надстраивающий послетолеитовый комплекс магматитов залегает со структурным несогласием и представлен в Кордильерах главным образом дифференцированными контрастными сериями базальтов-липаритов, иногда включающими и андезито-базальты. Это вулканические образования долины р. Снейк и аналоги [Walker, 1973]. В грабеновых структурах (юг Скалистых Гор [Lipman, Mehnert, 1975]) известны и щелочные послетолеитовые базальты, тяготеющие к зонам разломов, а также крупные вулканические центры с базальтово-трахибазальтовыми лавами, мелкие купола трахитов и липаритов [Casey, Scarse, 1978]. Складчатый комплекс Кордильер, а также приподнятые блоки примыкающей с востока платформы рассечены поперечными и продольными разломами (структура провинции Бассейнов и Хребтов), вдоль которых известны плутоны карбонатов, кимберлиты. Это образования позднефинальной фазы постларамийского финального магматизма, проявляющиеся не только на тыльном крае орогена, но и на фронтальной платформе.

Петрохимические ряды магматитов в трапповых тектонотипах. В разных тектонических типах трапповых мегапокровов можно выделить три группы базитов – дотолеитовые, толеитовые, послетолеитовые. Дотолеитовые серии являются ультраосновными – щелочными в наиболее внутренних областях древних платформ (рис. 43). С приближением к внешнему краю древней платформы, где обнаруживается в цоколе позднедокембрийский комплекс, дотолеитовые серии более полно дифференцированы с последовательным обособлением трахибазальтовых и пикритовых магматических образований. Эта закономерность подтверждается также материалами по Юго-Восточной Африке и Южной Америке.

Дотолеитовые серии в трапповых комплексах молодых платформ сложены высокомагнезиальными породами – оливиновыми базальтами, реже пикритами. Закономерность подтверждается материалами по траппам флексуры Лебомбо, Свазиленд, где трапповый плащ бассейна Карру выходит на области раннепалеозойской панафриканской стабилизации. Учитывая, что к областям с наиболее дифференцированными дотолеитовыми комплексами приурочены в Сибири плутоны с медно-никелевым оруденением, следует считать подобные зоны в других трапповых провинциях Земли заслуживающими особого внимания.

Среди докембрийских трапповых провинций сходную палеотектоническую позицию по отношению к Гудзонскому кратону занимает полоса никеленосных плутонов Дулут-Седбери среднерифейского постгренивильского возраста внедрения.

Среди "базальтов геосинклинального перекрытия" дотолеитовые серии практически отсутствуют. Возможно, их структурно-стратиграфическую позицию занимают трахиандезитовые комплексы позднеорогенного вул-

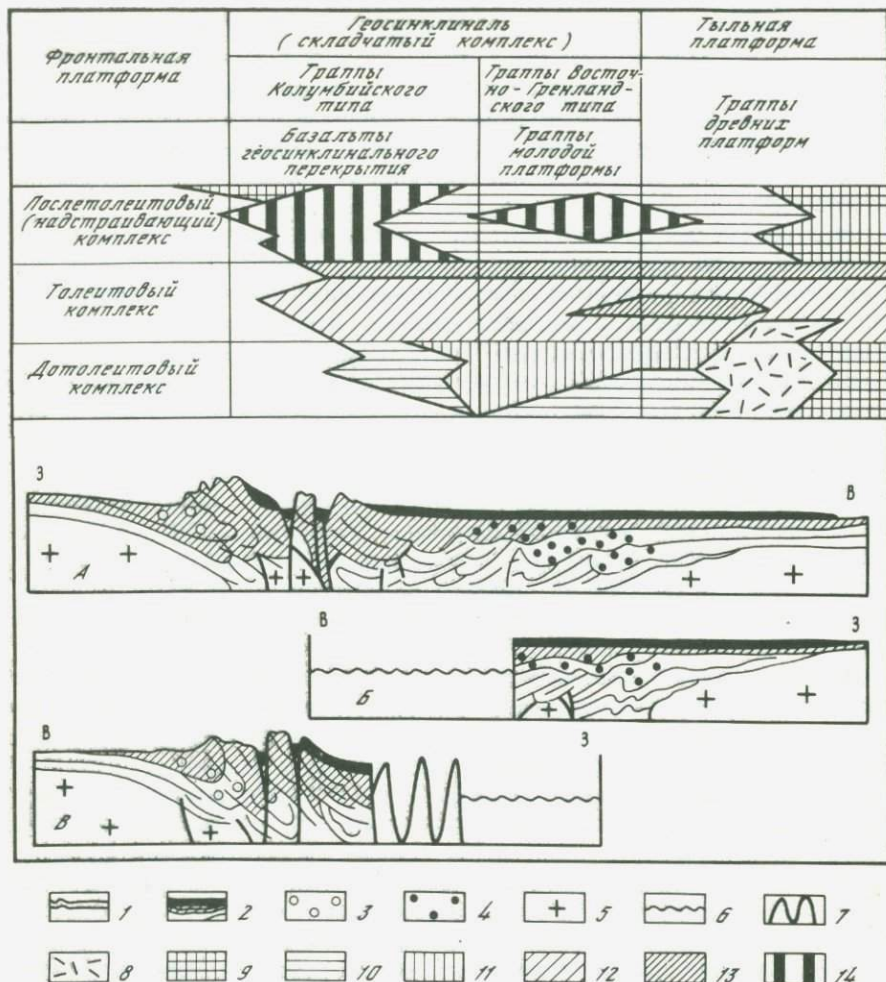


Рис. 43. Петрохимические ряды пород трапповых тектонотипов

1 – геосинклинальные и платформенные толщи; 2 – то же для яруса, перекрытого траппами; 3 – орогенные формации краевых прогибов; 4 – повторно-орогенные комплексы наложенных впадин; 5 – фундамент платформы и комплекс основания складчатых зон; 6 – занятые океаном в разных провинциях, 7 – геосинклиналей, развивающихся после эпох траппового магматизма; магматические породы: 8 – туфы толеитовых базальтов, 9 – ультраосновные-щелочные, 10 – щелочные базиты, 11 – пикритониды, 12–13 – толеитовые базальты (12 – "континентальные", 13 – "океанические" низкокальциевые), 14 – контрастные базальты–липариты

Разрезы трапповых тектонотипов: А – цельного Урало-Сибирского, Б – Восточно-Гренландского, В – Колумбийского

канизма. Щелочные – средние вулканиты описаны и в Кушмурунском грабене Зауралья, а также в основании покровных базальтов, перекрывающих каледонско-герцинские структуры Казахстана.

Толеитовые базальты всех трапповых тектонотипов обнаруживают единую тенденцию (иногда двухступенчатую) изменения во времени в

сторону от континентальных к океаническим низкокалийевым толеитам. Наиболее полно эта тенденция проявлена внутри толеитов площадного распространения, лежащих поверх фанерозойских складчатых фундаментов с толщами чехла молодых платформ. С позиций петрологии эта тенденция отражает рост степени плавления глубинного вещества и относительное поднятие — приближение к поверхности областей плавления с течением времени.

Послетолеитовые серии надстраивающих базитов во внутренних зонах древних платформ слагаются щелочными базальтами (редко до трахиандезитов) ультраосновными — щелочными или меймечитовыми сериями. Им соответствуют плутоны сходного магматического типа с наиболее полной дифференциацией в карбонатитовых комплексах [Егоров, 1970].

Краевые зоны древних платформ с позднедокембрийским цоколем чаще всего имеют надстраивающий комплекс в виде габбро-сиенитовых интрузивов. Не исключено, что самые крупные магматические тела, дифференцированные в камере или на небольших глубинах в земной коре, внедряются в этих областях также в самом конце этапа толеитовых излияний. Об этом говорят специфика структурной позиции и последовательность (послегранитоидных?) внедрений, отщепленных на глубине базитов в составе гигантского плутона Тулай-Кирыяка Таймыра [Коробова и др., 1978]. Это предположение также подтверждается размещением в разломах, секущих площадные лавы, гигантского плутона Дюфек в Антарктиде [Himmelberg, Ford, 1977].

Послетолеитовые комплексы на молодых платформах представлены габбро-сиенитовыми плутонами, а также крупными расслоенными массивами пород нормального рода. В последних отчетливо выражена тенденция к отщеплению гранофировых и риолитовых серий.

Послетолеитовые образования в плащах "базальтов геосинклинального перекрытия" характеризуются наиболее мощным проявлением контрастных базальтово-липаритовых вулканических и в меньшей степени плутонических образований, а также менее выраженным проявлением трахибазальтов. Эта специфика надстраивающих базитов отчетлива проявлена в комплексах грабеновых вулканитов Урала и Зауралья [Иванов, 1974].

Поздние трубки кимберлитов, совпадающие по главной фазе становления с эпохой позднефинального магматизма, обнаруживаются во всех трапповых тектонотипах. Однако наиболее типичны они для внутриплатформенных периферий тыльных стабильных блоков, несущих трапповый плащ. Они характерны и для фронтальных платформ, хотя толеиты здесь не развиваются. Нередко они пространственно ассоциируют с повторно-орогенными андезитовыми и щелочно-андезитовыми образованиями.

Особенности магматизма плато Декан Индостана. В основании толщи лав на севере полуострова Кач недавно обнаружены пикритовые базальты, регионально залегающие поверх туфобрекчий, выполняющих незначительные неровности долавого рельефа. Эти лавы близки к коматитам по содержанию Mg [Krishnamurthy, Cox, 1977]. Они отвечают дотоллеитовым комплексам, наиболее сходным с развитыми в зонах сочленения древних и молодых платформ (табл. 3). Перекрывающие их толеитовые лавы плато Декан характеризуются низкой магнезиальностью и высоким

содержанием щелочей в нижних пачках "трехпорфировых базальтов". Вверх по разрезу происходит некоторое обеднение лав щелочами, так что среднее содержание по всему набору пород даже ниже обычного "континентального". В самых верхних горизонтах толеитовой серии в районе Бомбея, где верхи серии сохранились от размыва, так как перекрываются надстраивающим комплексом, присутствуют низкокальциевые толеитовые базальты. Как и в других трапповых сериях Земли, самые поздние, верхние покровы регионального плаща лав слагаются породами, близкими к океанским толеитам. Это — океаниты и анкарамиты, возможно распространенные раньше более широко, о чем говорят породы регионально развитых долеритовых даек, наиболее близкие по составу к поздним лавам [Sukheswala, Polderwaard, 1968].

Послетолеитовые вулканические разности (верхние траппы) — ферробазальты, риодациты и самые поздние риолиты, проявлены вдоль разломов, трассируемых цепочками вулканических холмов. Среди интрузивов известны щелочно-сиенитовые комплексы [Krishnamacharlu, 1974] (табл. 3).

Тип вулканитов комплекса, надстраивающего толеиты, показывает вероятную приближенность западных регионов плато Декан Индостана к областям, где можно предполагать наличие под лавами молодых геосинклинальных складчатых комплексов. На подводных хребтах Чагос и Лаккадивский в Аравийском море также известны контрастные вулканы, трассирующие разломы, которые уходят прямо под плато Декан [Vischwanathan, 1977]. Скважина 219 океанского глубоководного бурения вскрыла в доколе океана риолитовые туфы, отложенные из близко расположенных источников. Вполне вероятно, что подводные поднятия Чагос и Лаккадивское, являющиеся ответвлением срединного Аравийско-Индийского хребта, могут соответствовать перекрытым лавами складчатым комплексам, судя по возрасту лав, — позднеальпийским.

Поскольку полоса Западного Индостана представляет собой одновременно и область сочетания древнего щита с позднедокембрийскими зонами фундамента, она наиболее перспективна на обнаружение плутонов с медно-никелевым орудением.

Трубки и штоки карбонатитов и кимберлитов могут быть обнаружены вдоль сети разломов не только в пределах траппового плаща, но и в областях складчатых сооружений вдоль северного и западного ограничений платформенного Индостана.

Особенности магматизма о-ва Исландия. Здесь вскрываются только серии базальтовых лав, залегающие на неизвестном субстрате, что и определяет неясность тектонического положения мегалокрова. Дотолеитовые серии на острове не обнаружены, так что полный разрез лавового плаща до сих пор неизвестен. Внутри разреза главного лавового плаща регионального распространения (средний-верхний миоцен) установлена обычная для трапповых полей материков тенденция к появлению в верхах разреза низкокальциевых толеитовых базальтов. Так, по данным Вуда [Wood, 1976], в Восточной Исландии нижние и средние горизонты базальтов характеризуются довольно высокими содержаниями К и Ti в сравнении с океаническими толеитами окружающих Исландию площадей. В то же время породы самых верхов (500 м) разреза главного плаща лав на острове имеют значительно

более узкие колебания составов и типичные "океанические" параметры толеитов (см табл. 3).

Сэнли и Нигаард [Sainley, Noe-Nygaard, 1976] считают, что эти прикровельные горизонты лавового щита восточной части Исландии соответствуют все же не самым верхним пачкам регионального плаща лав. Для самых верхних пластов на северо-западе Исландии типичными являются толеиты с еще меньшим содержанием K_2O (около 0,1%).

Вторая фаза внедрений в Исландии – грабеновые дифференцированные серии базальтов надстраивающего комплекса. Это главным образом лавы вулканов центрального типа с бимодальным составом базальт–липарит. Реже встречаются и разности андезитового состава [Тораринссон, 1970]. Имеются также интрузивы с контрастным составом дифференциатов¹. Типы и последовательность пород показывают, что комплекс Исландии по особенностям петрохимии магматитов наиболее сходен с тектонотипом базальтов геосинклиналиного перекрытия.

Таким образом, все трапповые мегапокрытия состоят из трех последовательных серий магматических базитовых пород – дотолеитовых, толеитовых и послетолеитовых. Верхний из комплексов соответствует позднефинальным базитам (надстраивающий комплекс, см. рис. 43).

Дотолеитовый комплекс на древних платформах от центра к краю сложен ультраосновными щелочными породами, толеитовыми вулканокластами, щелочными базальтами и пикритами. На молодых платформах – пикритами, реже щелочными базальтами. На замкнувшихся складчатых системах комплекс или отсутствует (замещается позднеорогенными трахиандезитами) или представлен щелочными базальтами.

Толеитовый комплекс в трапповых провинциях всех тектонических типов обнаруживает одинаковое изменение химического состава пород – от континентальных толеитовых базальтов в основании до океанических низкокалиевых толеитовых базальтов в кровле.

Послетолеитовый надстраивающий комплекс на древних платформах сложен щелочными базальтами-андезитами, ультраосновными и щелочно-ультраосновными (интрузивными) породами. На молодых платформах – щелочными базальтами, интрузивами габбро-сиенитов и расслоенных габброидов. На замкнувшихся складчатых системах – главным образом контрастными базальтами-липаритами и расслоенными габброидами.

ТЕПЛОВЫЙ РЕЖИМ НЕДР И ОСОБЕННОСТИ ЗЕМНОЙ КОРЫ ПОД ТРАППАМИ

Возникновение на глубинах и проникновение на поверхность больших объемов базальтовой магмы в эпохи трапповых излияний показывают, что температуры в недрах Земли для таких регионов должны были отличаться от обычно существующих температур в тех же подкорковых зонах. Общепринятые представления о глубинах зарождения магматических очагов основаны на экстраполяции в глубину геотермических градиентов. Последние в среднем для платформ установлены при обычном их состоя-

¹ В настоящее время в трещинах зонах Исландии одновременно происходят извержения толеитовых базальтов разного типа. В любом базальтовом поле обнаруживаются низкокалиевые (K_2O 0,02–0,2%) и высококалиевые (до 0,75%) разности [Sigvaldason et al., 1976].

нии, вне фаз траппового магматизма. Средний градиент принят в 33° на 1 км, так что глубины, на которых могла бы возникнуть базальтовая магма при таких условиях (ее поверхностные температуры $1100\text{--}1300^\circ\text{C}$), в среднем приняты около 60 км.

Как показано в предыдущих главах, фазам траппового магматизма предшествует ряд тектонических событий геосинклинального цикла. Состояние области в эпоху до перекрытия ее трапповым плащом – это состояние эпигеосинклинальной орогенной страны и смежной платформы, в которых впадины и синеклизы заполнены молассами и синорогенными платформенными серями. Существует ли под тыльной платформой, примыкающей к орогенной стране, термически возбужденная область в глубинах, сказать трудно. Однако вполне определенно установлено, что для территории с орогенным режимом характерен высокий тепловой поток, говорящий о значительном разогреве недр и о свободном прохождении тепла к поверхности.

В настоящее время нигде на Земле не происходят трапповые излияния. Нынешний момент совпадает с началом самой последней эпохи тафрогенного базитового магматизма (см. рис. 1, 2, Кордильеры, Антарктиды, Исландия, Камчатка и т.д.). Одновременно сейчас продолжается орогенный этап развития в складчатых областях позднеальпийской эпохи консолидации, наиболее активно проявившейся на рубеже олигоцена–миоцена. Один из наиболее хорошо изученных в термическом отношении регионов среди современных орогенных стран – Паннонская впадина внутри Карпатской складчатой дуги. Тыловое расположение впадины относительно смятых в складки горных цепей, опрокинутых и шарьированных в сторону Восточно-Европейской платформы, делает ее прямым аналогом тех областей прошлого, в которых в прежние времена орогенный этап сменялся трапповым магматизмом.

По данным Хуртига и Олснера [Hurtig, Oelsner, 1977] и построения Чермака с соавторами на карте тепловых потоков Европы [Heat flow..., 1978], под Паннонской впадиной температуры, превышающие 1000°C , достигаются уже на глубинах 25–30 км. Градиент здесь принят 80°C на 1 км. Поскольку вычисленные глубины условны, а региональный плащ базальтов в этих областях еще не формируется (теоретически он может возникнуть здесь через 3–5 млн. лет), можно из самых общих соображений заключить, что современные условия еще не критичны для появления массовых базальтов в земных недрах. Вероятно, обстановка, ведущая к поверхностным излияниям базальтов, сопровождается еще большим повышением температур на глубинах.

Все имеющиеся построения о температурах на больших глубинах в Земле достаточно условны. Судя по данным об изменении химизма магм вверх по разрезу в разных трапповых тектонотипах, общая закономерность вертикального перемещения подкорковых очагов плавления для базитовых магм следующая. Сначала возникают самые глубинные очаги (выплавление и выход на поверхность щелочно-базитовых или щелочно-ультрабазитовых лав). Затем выплавляются последовательно менее глубинные магмы (пикриты, позже – толеиты континентального типа). Затем, судя по данным петрологии, очаги плавления обнаруживают самое верхнее стояние (выплавление и выход на поверхность толеитов океанического типа). После этого этапа максимального подъема глубинных геотерм наступает

снижение температуры недр и происходит опускание областей плавления. Четко фиксируется лишь наличие локальных очагов в наиболее проницаемых зонах с самым активным подтоком глубинных флюидов. В этих зонах могла происходить и дифференциация магмы в промежуточных очагах разного гипсометрического положения.

В то же время есть материалы, дающие возможность реально оценить температуры в земных толщах, лежащих непосредственно под наземными траппами в эпохи излияний. Это материалы по температурам метаморфизма углей в продуктивных осадочных сериях, обычно залегающих под лавами (рис. 44, 45).

В Тунгусской синеклизе на глубинах 1,5–3 км непосредственно под плащом наземных траппов в пермско-раннетриасовое время располагались верхние горизонты угленосной толщи (дегалинская свита и ее аналоги). Степень регионального метаморфизма (вне контактовых зон) углей в верхах дегалинской свиты изменяется по площади от бурых на востоке до тощих и отошено-спекающихся на западе и северо-западе, в Норильском районе [Мазор, 1974; Макаренко, 1970, 1974]. Вся гамма изменения этих углей, по современным данным, падает на интервал температур 100–300°С [Палеотемпературы..., 1975]. Данные по температурам превращения угольного вещества – это объективный параметр. Они определенно свидетельствуют, что в эпоху траппового магматизма подлазовые горизонты осадочных пород, пронизанные интрузивами, даже вне приконтактных участков оказались регионально прогретыми на глубинах в 3 км до температур 250° и более¹.

Такие высокие температуры на небольшой глубине позволяют устанавливать палеогеотермический градиент, достигающий почти 100°С на 1 км. Подобные температурные градиенты сейчас установлены в океанических хребтах, а также под активными вулканическими сооружениями островов в океанах [Quintino, Machado, 1977], при среднем градиенте в океанах 60°С на 1 км.

Если подобный градиент, существовавший в верхних горизонтах Сибирской платформы в триасе, экстраполировать на глубину, то нужно будет прийти к заключению, что весь фундамент платформы должен был быть в то время переплавлен. Известно, что такого явления не было, поскольку в послетрапповых горстах вскрыты древние комплексы, полностью сохранившие свои прежние структуры. Однако в тех областях, где трапповый щит был достаточно мощным (3,5–4 км на Таймыре), все древние образования фундамента испытали общее метаморфическое омоложение, вероятно термального характера, прошедшее в интервале конец перми – начало триаса. Подобный термальный метаморфизм предполагает температуры порядка 350°С. Температуры не более 300°С могут быть установлены также в нижних горизонтах чехла платформы, в Приенисейской полосе, где сохранился глауконит в позднедокембрийских плитных комплексах. При более высоких температурах глауконит, как известно, разрушается.

¹ В работах А.К. Матвеева [1972 и др.] по угленосным бассейнам зарубежных стран приводятся данные о повышенном метаморфизме углей под траппами бассейнов Африки, Южной Америки и др.

Эти параметры позволяют считать, что высокий термический градиент в эпоху траппового магматизма в Сибири существовал лишь внутри приповерхностных горизонтов. Глубже, ниже по разрезу осадочных слоев и далее в фундаменте температуры менялись с глубиной очень мало, общий прогрев достигал постоянного значения 250–300°С, т.е. градиент приближался к нулевому значению. Эти условия должны были существовать на глубинах примерно от 4 до 10 км, и где-то в середине этого интервала был минимум температур. Для суждений о том, как проходило нарастание температур далее на глубину, материалов сейчас нет. Ясно лишь, что главные очаги плавления базальтов располагались под земной корой.

Предполагаемое исчезновение температурного градиента в толще земной коры, внутри ее осадочной оболочки в эпоху траппового магматизма приводит к очень важному следствию. Появление аномального — “подвешенного” близ поверхности Земли теплового поля, вызванного наличием лавового плаща и внедренных трапповых интрузивов, создавало геологически кратковременное (5–10 млн. лет) нарушение нормальной тепловой отдачи земных недр в космическое пространство на обширных площадях. Именно общий градиент от земных недр в космос определяет существование постоянного теплового потока из глубин нашей планеты. Образование поверхностного траппового теплоупора на пути теплового потока должно было обеспечить разворот этого потока по латерали в стороны выклинивания или нарушения сплошности траппового плаща. В таких участках теплоупор исчезал, а тепло, которое всегда распространяется по градиенту, свободно отводилось к поверхности.

Нет сомнения, что теплоотдача в какой-то мере происходила и прямо вверх в связи с остыванием траппов. Тепловую отдачу с поверхности траппового мегапокрова оценить сейчас трудно. Часть тепла, уносимая латеральным потоком вместе с флюидами в зоне седиментосферы под лавами, возможно, составляла и не самую большую долю общей теплоотдачи трапповой области. Однако важно отметить саму вероятность появления таких горизонтальных подтрапповых тепловых и флюидных потоков. Естественным результатом горизонтального теплопотока в осадочном слое платформы в зоне почти постоянных (по вертикали) температур на глубинах 4–10 км должен был явиться горизонтальный поток легколетучих компонентов, мигрирующих из прогреваемых осадочных слоев, в том числе и поток подвижных органических соединений.

Главное следствие из приведенных рассуждений следующее. Необходимо допустить, что органические вещества, способные мигрировать с флюидом в направлении генерального теплопотока, могли перемещаться в осадочной толще земной коры по горизонтали в эпоху траппового магматизма. Они мигрировали в стороны под теплоупором приповерхностного вулканоплутонического сооружения. Областями, наиболее полно улавливающими и, возможно, концентрирующими эти вещества, должны были служить следующие зоны.

1. Внешняя периферия трапповых полей. В Сибири — западные склоны Анабара, Иркутский амфитеатр; здесь летучие могли концентрироваться в слоях палеозоя.

2. Относительные поднятия, не перекрытые сплошным чехлом лавы вдоль внутренней периферии трапповых полей. В Западной Сибири —

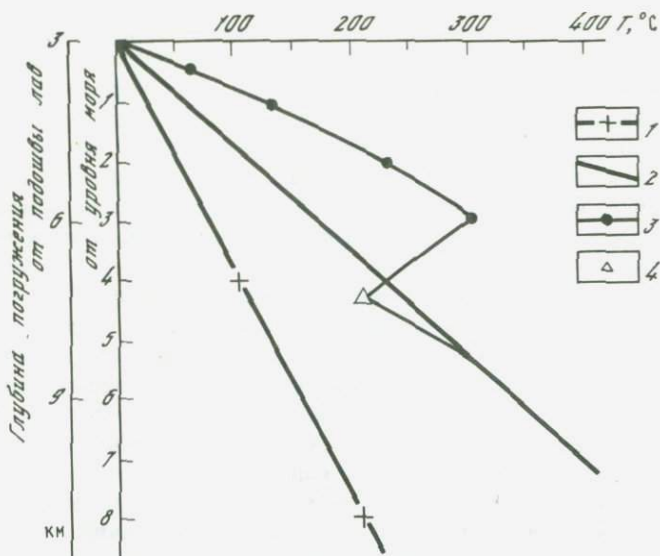


Рис. 44. График нарастания температур с глубиной под покровом траппов [Палеотемпературы..., 1975]

1 – впадины материков вне трапповых провинций; 2 – усредненный график для недр океанов; 3 – под покровом траппов по палеотемпературам мегаморфизма углей; 4 – наличие на глубинах пород с примесью глауконита

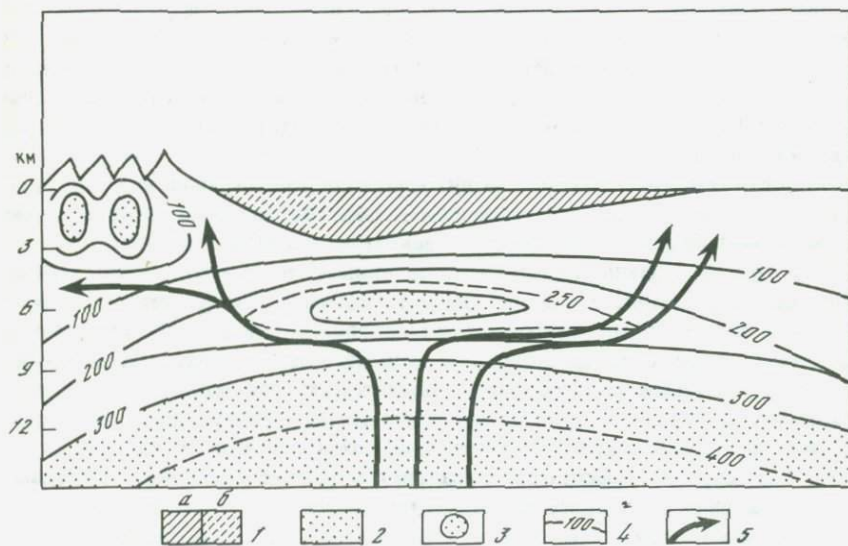


Рис. 45. Предполагаемые палеотемпературы под плащом траппов Урало-Сибирского региона

1 – плащ лав (а – платформы, б – предполагаемый в Западной Сибири); 2 – зоны, прогретые выше 300°С под траппами; 3 – остаточные тепловые аномалии герциниды Урала; 4 – палеоизотермы; 5 – направление потоков тепла

это южные области и внутренние приподнятые структуры; здесь летучие могли насыщать полезным компонентом толщи палеозоя.

3. Зоны, которые подверглись послетрапповым проседаниям вдоль разломов и активному осадконакоплению. Это области, где могли быстро сформироваться мощные линзы осадочных серий, накапливающие концентрирующие летучие компоненты. Последние перемещались сюда из-под медленно остывающего траппового плаща. В Сибири это Енисей-Хатангский прогиб и весь восточный фланг Западно-Сибирской плиты, здесь концентраторами полезного компонента должны были явиться мезозойские комплексы.

Подобные рассуждения можно применить и к океаническим областям, в которых мы допускаем образование лавовых плащей, сходное с формированием траппов. Вероятные латеральные (подлавовые) потоки тепла и летучих веществ должны приводить здесь к концентрации органических соединений, в прогибах, вдоль шельфовых областей. Эти компоненты должны улавливаться осадочными линзами в надбазальтовых слоях близ флексур континентальных склонов. В направлении к внешним краям лавовых плащей должны "отгоняться" значительные порции летучих компонентов в течение всех эпох полистадийных лавовых излияний океанов. Под лавами предполагаются мощные осадочные слои, возможно, с преобладающим граувакковым фоновым вещественным составом.

Главная особенность геофизического разреза земных слоев в основании траппового комплекса Сибирской платформы – это существование в центре Тунгусской синеклизы высокоплотного ядра в составе верхних частей консолидированного фундамента [Пузырев, Крылов, 1977]. Общая мощность земной коры в синеклизе оценивается в среднем в 40 км, в пределах поднятия Путорана – 45 км. В составе коры выделяют гранитный и базальтовый слои. Однако по скоростям прохождения сейсмических волн ($V = 6,6-6,8$ км/с) плотность верхов гранитного слоя оказывается слишком высокой. Это обстоятельство позволяет предполагать некоторым исследователям наличие своеобразных "окон" в гранитном слое коры Тунгусской синеклизы.

Скорости сейсмических волн в литосфере, подобные вышеупомянутым, типичны в океанах для третьего слоя коры. Этот слой по всем моделям соответствует базальтовому геофизическому слою [Резанов, 1980; Булин, 1977; и др.]. В Исландии в том слое, что подстилает наземные лавы, также устанавливают скорости 6,5–6,7 км/с. Этот слой интерпретируется как цоколь с внедренными плутонами долеритов. В цоколе присутствуют и осадочные породы. Здесь могут, на наш взгляд, находиться и молодые складчатые комплексы. Необходимо подчеркнуть, что консолидированный фундамент в областях траппового магматизма обнаруживает повышенную плотность и выявляет параметры, сближающие его по характеристикам с подлавовым субстратом океанов и крупных океанских поднятий. Конечно, в двух последних случаях отмечают, как известно, меньшие мощности всей консолидированной земной коры, т.е. очень быстро с углублением растут сейсмические скорости, что отражается в высоком гипсометрическом стоянии поверхности Мохо.

Убедительно установлена сейчас обратная корреляция высотного положения поверхности Мохо с возрастанием мощностей осадочных слоев на плат-

формах материков [Sollogub et al, 1977]. Возрастание мощностей осадочных чехлов, мощных теплопоров одновременно хорошо сопоставляется с возрастанием температур в подстилающих земных недрах. Ясно, что подобный эффект глубинного перегрева, ведущий в общем случае к уплотнению и сокращению по вертикали коровых геофизических горизонтов, должен очень легко достигаться в эпохи траппового магматизма и сопровождаться погружением области. Принципиальное отличие влияния траппов на появление такого глубинного перегрева состоит в формировании поверхностного теплоупора с геологически мгновенной скоростью. Степень проявления предполагаемого глубинного перегрева недр и их высушивание — отгон летучих компонентов из литосферы прогреваемого блока определяются в значительной мере существованием дотраппового повышенного теплового фона глубин.

Среди трапповых тектонотипов наиболее легко подвергаться предполагаемой геофизической океанизации должны эпигеосинклинальные орогенные страны — недра провинций траппов геосинклинального перекрытия, где в глубинах к эпохе финального магматизма сохранился остаточный термический фон высоких температур, а сама консолидированная кора включает остывающие гранитоиды (см. рис. 45). Потому в зонах Зауралья в Сибири и на всей Западно-Сибирской плите, где проявился повсеместно герцинский отраженный орогенез, в сравнении с платформенными областями должны были более полно изменить свойства глубинные слои в направлении их океанизации. Это отмечается в действительности и выражено в том, что область плиты обладает меньшей общей мощностью земной коры по сравнению с Сибирской платформой (32 км в Западной Сибири против 40 км на платформе). Эта молодая плита возникла на площади герцинского орогенного сооружения, вероятно имевшего в зонах поднятий обычные для горных стран мощности коры в 50–60 км.

Намечаемая, таким образом, тенденция к заметному сокращению мощности земной коры орогена в условиях его перекрытия базальтами (всегда с тыльной стороны) отчетливо обнаруживается также в Кордильерах Северной Америки. В пределах плато Колумбия и в бассейне р. Снейк, а также в Провинции Бассейнов и Хребтов, т.е. в областях, залитых лавами, но затем нарушенных тафрогенной тектоникой, мощность коры сокращена даже больше, чем в Западной Сибири. Здесь кора имеет мощность 25–32 км, что значительно меньше коровых мощностей смежной горной страны Кордильер [Кук, 1970]. Вместе с указанным утонением консолидированной коры под лавовым плащом по тепловым потокам и данным электропроводности глубин здесь установлены также очень высокие температуры коровых и подкоровых горизонтов. Значения в 700–900°С достигаются на глубинах 30–40 км. Средний термический градиент равен 60°С на 1 км [Stanley, 1977]. Ясно, что и здесь современный температурный режим уже резко отличается от существовавшего в миоцене, когда лавы изливались на больших площадях. Температуры глубин были тогда еще более высокими, а поверхность базальтовых потоков находилась значительно ниже, чем сейчас, почти на уровне моря.

Таким образом, даже не анализируя полностью геофизические параметры земных недр под трапповыми полями, можно считать установленной следующую тенденцию в изменении свойств коры платформ и орогенов.

При становлении траппового вулканоплутонического комплекса возникает приповерхностное аномальное тепловое поле с резким градиентом. Это аномальное, "подвешенное" поле служит мощным теплоупором, препятствующим нормальной теплоотдаче недр. Теплоупор всегда расположен над глубинной зоной, где идет частичное плавление мантии, т.е. над зоной разросшейся по ветрикали астеносферы. Эффект быстрого появления такого траппового экранирующего теплового поля у поверхности ведет к результату, сравнимому с результатом длительного накопления мощных осадочных серий на поверхности кристаллической коры. Эффект, отмечаемый в геофизических полях, также сходен с тем, который наблюдается в областях глубоких платформенных впадин типа Прикаспийской. Наступает резкая деградация мощности всех коровых слоев, в первую очередь — гранитного, и поднятие вверх границы Мохо.

Вероятно, максимальное приближение условий в подтрапповых литосферных и астеносферных слоях к параметрам недр океана происходит в момент заключительных ареальных трапповых излияний и лишь в тех участках, где на поверхности изливаются низкокальциевые толеитовые базальты, самые близкие по петрохимии к толеитам океанского дна.

Вероятно, существует некий барьер — определенное критическое состояние, не достигнув которого, область, испытавшая изменение коровых параметров в сторону их океанизации, может вновь после охлаждения глубин обрести прежние (или почти прежние) особенности строения. Тогда в коре вновь постепенно восстанавливаются стабильные в земных условиях геофизические характеристики материкового блока. Однако перейдя такой барьер (вероятный механизм которого — своего рода "высушивание" литосферы), область останется в состоянии, соответствующем океанскому. Это — второй стабильный тип равновесного состояния коры на Земле. Ту или иную судьбу региона, залитого лавами, определяют, во-первых, длительность и степень прогрева области, во-вторых, для дальнейшей геологической истории блока с базальтами важен эффект латеральных теплопоток из смежных зон базальтового магматизма, еще более поднимающих температуру недр. Влияние боковых потоков тепла наиболее вероятно в океанах. Здесь краевые базальтовые поля ранних импульсов магматизма сохранились в виде материковых траппов на побережьях. Более внутренние области океанского ложа, покрытые лавами последовательных вспышек магматизма, взаимно усиливали общий прогрев литосферы, что и привело ее, вероятно, в устойчивое океаническое состояние.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Траппы — парагенез базитовых магматических формаций с материковым платформенным залеганием. Мезозойско-кайнозойский трапповый мегаэтап — последний из трех сходных мегаэтапов, разделяемых трапповыми паузами; самая последняя из пауз — палеозойская. Траппы мезозоя—кайнозоя возникли на Земле в течение пяти кратковременных всплесков базальтового магматизма. Каждая вспышка распалась на две фазы. Главные — начальные и самые мощные импульсы траппового (платобазальтового) магматизма охватывают по 10–15 млн. лет и совпадают с рубежами геологических периодов.

Траппы материковых платформ в большинстве случаев пространственно сближены с эпигеосинклинальными складчатыми сооружениями, возникшими или метаморфически омоложенными непосредственно перед излиянием лав. Трапповый магматизм охватывает тыльные стабильные рамы таких сооружений, в сторону от которых направлена преобладающая вергентность молодой складчатости. Лавы также распространяются и на сами складчатые структуры с их тыльной стороны.

На тыльных платформах не развиваются краевые прогибы соответствующего цикла, а возникают плоские перикратонные опускания, неогражденные синеклизы, трапповые амфиклизы. Эта закономерность нарушается при появлении в поле развития лав послетрапповых структур — материковых наложенных впадин, океанских депрессий, либо более молодых геосинклинальных систем.

Молодые структуры "запечатывают" те или другие части из прежнего комплекса сопряженных платформенно-геосинклинальных тектонических сооружений. Когда океан занимает пространственную позицию складчатых областей, на его окраинах сохраняются материковые амфиклизы тыльных платформ вдоль побережий атлантического типа. Когда океан "поглощает" тыльные стабильные области складчатых систем, на его окраинах сохраняются горные цепи вдоль побережий тихоокеанского типа. Здесь, как правило, развиваются затем новые системы дуг — желобов молодых геосинклиналей.

Среди осадочных толщ, расчленяемых до уровня геологических формаций, трапповый мегапокров занимает вполне определенное место. Он перекрывает (на платформе — согласно, на размытом орогене — со структурным несогласием) набор платформенно-геосинклинальных формаций, соответствующих по времени накопления одной из геотектонических эпох. Верхняя из формаций — молассы в складчатой стране и синорогенные обломочные (ледниковые, соленосные, угленосные) формации на платформе. Трапповый мегапокров перекрывается в складчатой стране формациями грабеновых вулканитов и молассоидов тафрогена, над которыми лежит чехол молодой плиты. На платформе тафрогенным сериям соответствуют

поздние дифференцированные базитовые вулканыты, которые вместе с трапповым плащом подвергаются затем длительному размыву при господстве режима поднятий.

Таким образом, траппы возникают только при условии накопления вполне определенного латерально-вертикального сообщества платформенно-геосинклинальных геологических формаций. Отсутствие на материке каких-либо частей из этого необходимого и достаточного сообщества геологических тел свидетельствует об "исчезновении" этих частей в результате их маскировки более молодыми тектоническими сооружениями, в том числе впадинами океанов.

Каждая из эпох геосинклинальной складчатости и орогенеза, завершенная в мезозое — кайнозое, сопровождалась становлением трапповой провинции в определенных структурных условиях. Возникновение траппов отвечало фазам финального магматизма герцинской, позднегерцинской, киммерийской, раннеальпийской, ларамийской эпох тектогенеза. Раннефинальному импульсу магматизма соответствовало образование регионального плаща базальтов; позднефинальному импульсу — образование приразломных вулканических построек, внедрение сложных плутонов и кимберлитовых трубок.

Траппы — это финальные базиты тыла складчатой страны с материковым платформенным залеганием. В целом финальном базальтовом мегапокрове любого цикла тектогенеза, помимо траппов древней платформы, обычно выявляются траппы молодой платформы, где лавы залегают поверх областей фанерозойской консолидации и повторного орогенеза (траппы "восточногренландского типа"), а также область, где лавы залегают на размытом молодом орогене (траппы "колумбийского типа").

Траппы — приповерхностная вулканоплутоническая ассоциация магматических пород. В вертикальном разрезе коры она отвечает на материках "осадочному" геофизическому слою. Трапповый плащ соединяется с геофизическим "базальтовым" слоем и мантией, все более разреженной книзу системой даек, штоков, жил. Последние сопрягаются в самых верхних подлавовых осадочных горизонтах с интрузивными силлами — прежними промежуточными магматическими камерами.

Траппы как геологическая формация представлены набором магматических формаций, объединенных в закономерные сообщества: 1) долеитовые формации (пикритоиды, щелочные базиты, ультраосновные — щелочные серии); 2) толеитовые формации (континентальных толеитовых базальтов — главный плащ и океанических толеитовых базальтов — кровля плаща); 3) посттолеитовые формации (контрастные базальтово-липаритовые серии, щелочные базиты, ультраосновные-щелочные серии).

Геофизические слои под трапповыми провинциями материков обнаруживают черты переуплотнения и сокращения мощности "гранитного" слоя. Палеогеотермические построения говорят о возникновении под трапповыми мегапокровами сильно прогретых зон в верхах осадочных чехлов. Эти зоны служат теплоупорами и временно препятствуют свободному оттоку тепла из глубин. Таким образом, проявляется тенденция к перегреву литосферы и к изменению геофизических параметров подтрапповых недр в сторону их сближения с характеристиками недр океана.

ЛИТЕРАТУРА

- Ажгейр Г.Д.* Шарьяжи в геосинклинальных поясах. М.: Наука, 1977.
- Артемов А.В., Наймарк А.А.* Новейший рифтогенез Момской области и его позднемезозойская геологическая предыстория. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1977, № 4.
- Архипов И.В.* Континентальные мезозойские геосинклинали. — Геотектоника, 1975, № 16.
- Афанасьев Г.Д.* О границе земной коры и верхней мантии. — В кн.: XXIII сес. МГК: Докл. сов. геологов. Проблема 1. М.: Наука, 1968.
- Бабенко К.М., Панаев В.А., Свистунов Ю.И.* О строении осадочной толщи Аравийского моря. — Докл. АН СССР, 1977, т. 237, № 2.
- Безери А.* Мадагаскар. — В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
- Белоусов А.П., Куликов П.К., Латыпов А.А.* Западно-Сибирская триасовая система. — Геотектоника, 1972, № 6.
- Белоусов В.В.* Основные вопросы геотектоники. М.: Госгеолтехиздат, 1954.
- Белоусов В.В.* Земная кора и верхняя мантия океанов. М.: Наука, 1968.
- Белоусов В.В.* Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976.
- Бергн С.К.* Полуостровной Таиланд. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977.
- Бишон Д.И., Ван-Иден О.Р.* Южная Африка. Объяснительная записка к тектонической карте. — В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
- Богданов А.А.* О некоторых общих вопросах тектоники древних платформ. — Сов. геология, 1964, № 9.
- Богданов А.А.* О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1967, № 1.
- Борукаев Ч.Б.* Тектоника докембрия Австралии. — Геология и геофизика, 1970, № 8.
- Бочкарев В.М., Рудкевич М.Я.* Раннеплатформенный этап развития Западно-Сибирской плиты. — Геотектоника, № 3, 1975.
- Браун Д., Кэмпбелл А., Крук К.* Геологическое строение Австралии и Новой Зеландии. М.: Мир, 1970.
- Брауншвайлер Р.О.* Индо-Бирманские хребты. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977.
- Булин Н.К.* Некоторые новые представления о строении земной коры. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1977, т. 52, вып. 4.
- Буров Ю.П., Загрузина И.А.* Результаты определения абсолютного возраста кайнозойских базитов северной части о-ва Шпицбергена. — В кн.: Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976.
- Буров Ю.П., Семевский Д.В.* Основные черты тектонического строения девонского грабена. — В кн.: Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976.
- Бутакова Е.Л., Егоров Л.С.* Маймеча-Котуйский комплекс формаций ультраосновных и щелочных пород. — В кн.: Петрография Восточной Сибири. Л.: Изд-во АН СССР, 1962.
- Бухаров А.А.* Поздне-среднепротерозойский вулканизм древних платформ. — В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976.
- Васильев Б.И., Карп Б.Л., Шевалдин Ю.В.* О тектонике возвышенности Ямато. — В кн.: Тектоника дна морей, океанов и островных дуг. Южно-Сахалинск, 1972, вып. 6.
- Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Рябов В.В., Фирсов Л.В.* Оценка возраста дифференцированных трапповых интрузий северо-западной части Сибирской платформы. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1976.
- Вегенер А.* Происхождение материков и океанов. М.; Л.: ГИЗ, 1925.

- Верба М.Л., Ермаков Б.В.* Тектоническое районирование северо-западной части Берингова моря и прилегающих побережий. — Геотектоника, 1976, № 2.
- Веселовская М.М.* Новые данные о протерозойских образованиях Русской платформы. — Докл. АН, 1974, т. 217, № 1.
- Виноградов В.А., Волк В.Э., Гапоненко Г.И.* и др. Арктический шельф по геофизическим данным. — В кн.: Проблема геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974.
- Ганев А.Ш.* Позднемеловой вулканизм окраины Колымского срединного массива. — В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973.
- Гансер А.* Гималаи. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1.
- Геологическое развитие Японских островов. М.: Мир, 1968.
- Геологические формации докайнозойского чехла Сибирской платформы и их рудоносность / Под ред. Н.С. Малича, В.Л. Масайтиса, Ю.Г. Старицкого и др. М.: Недра, 1974 (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 194).
- Геологический словарь. М.: Недра, 1973, Т. 11; 2-е изд., 1978.
- Геология Сибирской платформы М.Л. Лурье, В.Л. Масайтис. М.: Недра, 1966.
- Голубев А.И., Робонен В.Н., Рыбаков С.И.* и др. Эволюция докембрийского вулканизма Карелии. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.
- Грикуров Г.Э.* Геология Антарктического полуострова. М.: Наука, 1973.
- Гуляев П.В.* К тектонике Алазейского поднятия. — Геотектоника, 1975, № 6.
- Гурулёв С.А.* К генезису расслоенных основных интрузивных комплексов типа Бушвельдского. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 8.
- Гурари Ф.Г., Микуленко К.И., Мокшанцев К.Б.* Основные черты мезозойской тектоники Западно-Сибирской плиты и краевых депрессий Сибирской платформы. — Тр. СНИИГГИМС, 1969, вып. 89.
- Гусев Б.В.* Сравнительная характеристика магнетизма платобазальтов Сибири, Таймыра, Земли Франца-Иосифа и других регионов земного шара. — В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике. Л.: НИИГА, 1971.
- Дезио А.* Каракорум. — В кн.: Мезозойско-кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1.
- Домышев В.Г.* Пирокластические толщи, трапповый вулканизм и тектоника юго-востока Тунгусской синеклизы. Новосибирск: Наука, 1974.
- Драгунов В.И.* Вендские нижне- и среднекембрийские отложения правобережья низовьев р. Енисей. — В кн.: Стратиграфия докембрия и кембрия Сибири. Красноярск, 1967.
- Дюжиков О.А., Лунд Э.Н., Макеев М.М., Иогин С.М.* К вопросу о двухэтапном эффузивном трапповом магматизме северо-запада Сибирской платформы. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1971.
- Дю Тойт А.* Геология Южной Африки. М.: Иностран. лит., 1957.
- Егоров Л.С.* Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции. — Тр. НИИГА, 1969, т. 159.
- Егоров Л.С.* Происхождение и формационный состав Маймеча-Котуйского магматического комплекса. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970.
- Ельянов А.А., Моралев В.М.* О возрасте массивов ультраосновных щелочных пород Алданской и Южно-Верхоянской провинций. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1973, № 10.
- Ермаков В.А., Милановский Е.Е., Таракановский А.А.* Значение рифтогенеза в формировании четвертичных вулканических зон Камчатки. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1974, № 3.
- Зайцев Н.С.* О тектонике южной части Сибирской платформы. — В кн.: Вопросы геологии Азии. М.: Изд-во АН СССР, 1954, т. 1.
- Зайцев Н.С.* Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области. — В кн.: Складчатые области Евразии. М.: Наука, 1964.
- Запорожцева А.С.* Туфогенно-аргиллитовая толща Усть-Енисейского района и ее происхождение. — Тр. НИИГА, 1968, т. 67, вып. 7.
- Зацепина Е.Ф.* О строении и соотношении разрезов тейской серии северной части Енисейского кряжа. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1976, № 6.
- Зоненшайн Л.П., Поникаров В.П., Уфлянд А.К.* О структурах, пограничных между платформами и геосинклинальными областями. — Геотектоника, 1966, № 5.
- Зотов И.А.* Некоторые особенности взаимодействия трапповых магм Талнахских интрузий с вмещающими поро-

- дами. — В кн.: Очерки геологической петрологии. М.: Наука, 1976.
- Зотов И.А.** Генезис трапповых интрузивов и метаморфических образований Талнаха. М.: Наука, 1979.
- Иванов К.П.** Триасовая трапповая формация Урала. М.: Наука, 1974.
- Кинг Ф.** Геологическое развитие Северной Америки. М.: Мир, 1960.
- Кинг Ф.** Тектоника Северной Америки. М.: Мир, 1972.
- Кленова М.В., Лавров В.М.** Геология Атлантического океана. М.: Наука, 1975.
- Ковалева Г.А.** Вулканогенные образования трапповой формации в Центральном Таймыре. — Тр. НИИГА, 1965, т. 145.
- Ковалева Г.А.** Кольцевая структура архипелага Земли Франца-Иосифа. — В кн.: Тектоника Арктики. Л.: НИИГА, 1975, вып. 1.
- Ковалева Г.А., Бузов Ю.П.** Основные особенности мезо-кайнозойских базитовых комплексов архипелага Свальбард. — В кн.: Геология Свальбарда. Л.: НИИГА, 1976.
- Козеренко В.Н., Ларцев В.С.** Основные черты строения Мозамбикского пояса Восточной Африки. — Геотектоника, 1976, № 6.
- Корешков И.В.** Сводообразование и развитие земной коры. М.: Недра, 1975.
- Коробова Н.И., Линд Э.Н., Махлаев Л.В.** Взаимоотношения гранитоидов и базитов массива Тулай — Кирьяка (Восточный Таймыр). — Докл. АН СССР, 1978, т. 240, № 3.
- Кузнецов Н.Ф., Гуменюк В.А., Корабельникова В.В.** и др. О времени и месте проявления траппового магматизма в южной и юго-восточной частях Сибирской платформы. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1977.
- Кузнецов Ю.А.** Главные типы магматических формаций. М.: Недра, 1964.
- Кук К.Л.** Рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970.
- Куликов П.К.** Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру. — Тр. ЗапСиб. НИГНИ, 1968, вып. 4.
- Кутейников Е.С., Масайтис В.Л.** Трапповый вулканизм и тектоника Сибирской платформы в позднем протерозое. — В кн.: XXIII сес. МГК: Докл. сов. геологов. Проблема 2. М.: Наука, 1968.
- Кутолин В.А.** Статистическое изучение химизма базальтов. М.: Наука, 1969.
- Кутолин В.А.** Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. Новосибирск: Наука, 1972.
- Лавров В.М., Бараиш М.С.** Тектонические фазы в развитии Срединно-Атлантического хребта. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 3.
- Ланда Э.А., Егоров Л.С.** Карбонатитовые месторождения апатитовых комплексов. М.: Недра, 1974.
- Лебедев А.П.** Трапповая формация центральной части Тунгусского бассейна. — Тр. ГИН АН СССР, 1955, вып. 161, № 46.
- Левинсон-Лессинг Ф.Ю., Гинзберг А.С., Дилакторский Н.Л.** Траппы Тулуно-Удинского и Братского районов Сибири. — Тр. Совета по изуч. производительных сил СССР. Сер. сиб., 1932, вып. 1.
- Ленькин Е.Н., Гусев Б.В., Голубков В.С.** Перспективность трапповой формации Таймыра на медно-никелевое оруденение. — В кн.: Северо-Сибирский никеленосный район. Л.: НИИГА, 1973.
- Леонов Г.П.** Историческая геология. Изд-во МГУ. М.: 1956.
- Леонов Г.П.** Геосинклинальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1974, № 3.
- Логинова Г.А.** Основные этапы формирования чехлы Южно-Американской платформы в мезозое. — Изв. вузов, геология и разведка, 1975, № 12.
- Лопатин Б.Г., Поляков М.М.** Геология вулканических гор Хадсон. — В кн.: Антарктика. М.: Наука, 1973, вып. 13.
- Лурье М.Л., Обручев С.В.** Основные черты эффузивного вулканизма трапповой формации Сибирской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1955, вып. 7.
- Луцицкий И.В.** Древние вулканические области южных материков в фанерозое. Новосибирск: Наука, 1978. (Тр. ИГиГ; вып. 388).
- Мазор Ю.Р.** Вопросы метаморфизма и качества углей западной части Тунгусского бассейна. — Тр. Томск. ун-та, 1974, т. 232.
- Мазарович О.А.** Геология девонских моласс. М.: Недра, 1976.
- Макаренко Г.Ф.** Герцинская структура и осадочные формации запада Сибирской платформы. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология 1969, № 5.

- Макаренко Г.Ф.* Предполагаемые геотермические условия Сибирской платформы на этапе становления трапповой формации. — Докл. АН СССР, 1970, т. 193, № 5.
- Макаренко Г.Ф.* О сопоставлении разрезов нижнего карбона запада Сибирской платформы. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1971а, № 1.
- Макаренко Г.Ф.* Особенности строения туфогенной толщи трапповой формации Сибири. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1971б, № 2.
- Макаренко Г.Ф.* Тектоническая позиция триасовых траппов Сибири и некоторые черты траппового магматизма платформ. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М.: Наука, 1973.
- Макаренко Г.Ф.* Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане. — Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология, 1974а, № 6.
- Макаренко Г.Ф.* О прогибании Тунгусской синеклизы в позднем палеозое и триасе. — Тр. Томск. ун-та, 1974б, т. 232.
- Макаренко Г.Ф.* Приенисейская Сибирь перед эпохой траппового магматизма. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1974в, т. 49, № 6.
- Макаренко Г.Ф.* Континент Южной Америки в позднем палеозое. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1975, № 12.
- Макаренко Г.Ф.* Эпоха триасового траппового магматизма в Сибири. — Бюл. МОИП. Отд. геол. 1976а, т. 51, № 5.
- Макаренко Г.Ф.* Структурные соотношения трапповых полей, зон карбонатитового и кимберлитового магматизма, геосинклиналей и краев современных океанов на примере триасового магматизма Сибири. — В кн.: Апатитоносность севера Сибири. Л.: НИИГА, 1976б.
- Макаренко Г.Ф.* Сравнительный анализ океанских и материковых грабеновых систем. — В кн.: Роль рифтогенеза в геологической истории Земли. Новосибирск: Наука, 1977.
- Макаренко Г.Ф.* Базальтовые поля Земли (в пространстве и геологическом времени.) М.: Недра, 1978.
- Макаренко Г.Ф.* Трапповые поля Индо-Синийского региона (тектоническая позиция). — Изв. вузов. Геология и разведка, 1978, № 5.
- Макаренко Г.Ф.* Петрохимические ряды трапповых тектонотипов. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 4.
- Масайтис В.Л.* Магматические циклы Сибирской платформы. — В кн.: Проблемы связи тектоники и магматизма. М.: Наука, 1969.
- Масайтис В.Л., Лурье М.Д.* Геологическое и радиологическое обоснование возраста траппов Сибирской платформы. — В кн.: Траппы Сибирской платформы и их металлогения. Иркутск, 1971.
- Масайтис В.Л., Егоров Л.С., Леднева В.П.* и др. Протерозойские, палеозойские и мезозойские магматические комплексы Сибирской платформы. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1977, т. 265.
- Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран: Африка. М.: Недра, 1969.
- Матвеев А.К.* Угольные месторождения зарубежных стран: Южная Америка. М.: Наука, 1972.
- Мезозойские и кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1979. Т. 2.
- Метелкина М.П., Суходольская О.В.* Алмазоносные формации Индостана. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 7.
- Метро Ж.Л.* Центральная Африка. Складчатые системы. — В кн.: Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
- Милановский Е.Е.* Рифтовые зоны континентов. М.: Недра, 1976.
- Мирошников Л.Д.* К геологии доюрского фундамента северо-восточной части Западно-Сибирской низменности. — Геология и геофизика, 1960, № 4.
- Мишина А.В., Гатинский Ю.Г., Кудрявцев Г.А.* О возрасте главной складчатости Индокитая. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1971, т. 46, № 6.
- Муратов М.В.* Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1972, т. 47, № 5.
- Муратов М.В., Микунов М.Д., Чернова Е.С.* Основные этапы тектонического развития Русской платформы. — Изв. вузов. Геология и разведка, 1962, № 11.
- Мушкетов Д.И.* Региональная геотектоника. Л.; М.: ОНТИ, 1935.
- Нагибина М.С.* Внегеосинклинальные мезозойские структуры Востока Азии. — В кн.: Тектоника Евразии. М.: Изд-во АН СССР, 1965.
- Наймарк А.А.* Новейшая тектоника Момской области (Северо-Восток СССР). — Докл. АН СССР, 1976, т. 229, № 1.
- Негруца Т.Ф., Негруца В.З.* Раннекаральский полифациальный осадочно-вулка-

- ногенный комплекс, его аналоги и место в палеотектонической истории докембрия. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974.
- Обручев В.А.* Геологический обзор Сибири. Л.: Госиздат, 1927.
- Обручев С.В.* Тунгусский бассейн (южная и западная части). Л.; М.: Географгиздат, 1933, т. 2 (Тр. ВГРО; Вып. 178).
- Обузи Ж.* Геосинклинали. М.: Мир, 1970.
- Объяснительная записка к тектонической карте Австралии. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М.: Мир, 1965.
- Оден Дж.* Афганистан—Пакистан. — В кн.: Мезозойские и кайнозойские складчатые пояса. М.: Мир, 1977, т. 1.
- Одинцов М.М., Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А.* Глубинный магматизм и структурное развитие древних платформ. — В кн.: II Всесоюз. совещ. по проблемам мантии: Тез. докл. М., 1967.
- Одинов М.М., Владимиров Б.М., Твердохлебов В.А.* Закономерности размещения кимберлитов в земной коре. — В кн.: Вулканизм и тектогенез. — В кн.: XXIII сес. МГК: Докл. сов. геологов. Проблема 2. М.: Наука, 1968.
- Олейников Б.В.* Геохимия и рудогенез платформенных базитов. Новосибирск: Наука, 1979.
- Основные черты геохимии и литологии отложений куокамского типа кембри: Сибирской платформы /Евтушенко В.М., Конторович А.Э., Малюшко Л.Д. и др. Новосибирск, 1969. (Тр. СНИИГГИМС; Вып. 98.)
- Основы тектоники Китая. М.: Госгеолтехиздат, 1962.
- Оффман П.Е.* Тектоника и вулканические трубки центральной части Сибирской платформы. — В кн.: Тектоника СССР. М., 1959.
- Павловский Е.В.* Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1959, № 12.
- Палей И.П.* Древнейшие образования платформенного типа в пределах Балтийского щита. — В кн.: Проблемы теоретической и региональной тектоники. М.: Наука, 1971.
- Палеогеография Центральной части Советской Арктики. — Тр. НИИГА, 1967, т. 150.
- Палеотемпературы зон нефтеобразования / И.И. Аммосов, Б.Г. Бабашкин, Н.П. Гречшников и др./ М.: Наука, 1975.
- Петелин В.П.* Формирование минерального состава глубоководных осадков. — В кн.: История Мирового океана. М.: Наука, 1971.
- Петрушевский Б.А.* Мезозойско-кайнозойская структура Западно-Сибирской низменности. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1951, т. 26, № 4.
- Погребницкий Ю.Е.* Палеотектонический анализ Таймырской складчатой системы. М.: Недра, 1971.
- Пронин А.А.* Основные черты тектонического развития Урала. М.; Л.: Наука, 1965.
- Пронин А.А.* Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Л.: Наука, 1973.
- Пузырев Н.Н., Крылов С.В.* Основные итоги региональных сейсмических исследований в Сибири. — Тр. СНИИГГИМС, 1977, вып. 349.
- Пушаровский Ю.М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. — Тр. ГИН, 1972, вып. 234.
- Резанов И.А.* Геологическая интерпретация сейсмических зондирований земной коры. М.: Недра, 1980.
- Садовников Г.Н.* О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1964, № 11.
- Садовников Г.Н.* О возрасте нижних горизонтов Тунгусского комплекса. — Докл. АН СССР, 1968, т. 180, № 3.
- Салоп Л.И.* Геологическая интерпретация данных аргонового метода определения абсолютного возраста. — Геология и геофизика, 1963, № 1.
- Силантьев С.А., Лауров В.М.* Метаморфические породы восточного фланга хребта Рейкьянес. — Докл. АН СССР, 1976, т. 228, № 5.
- Славин В.И.* Тектоника Афганистана. М.: Недра, 1976.
- Симоненко Т.Н.* Магнитное поле кристаллической оболочки Земли. — В кн.: XXIII сес. МГК: Докл. сов. геологов. Проблема 1. М.: Наука, 1968.
- Соболев В.С.* Петрология траппов Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, 1936, т. 43.
- Соболевская В.Н.* Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М.: Наука, 1973.
- Старицкий Ю.Г.* Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958.

- Старицына Г.Н., Томановская Ю.И., Кравцова Л.И. Интрузивные траппы северо-восточного борта Тунгусской синеклизы. — Тр. НИИГА, 1972, т. 170.
- Страхов Н.М. Основы исторической геологии. М.; Л.: Госгеолтехиздат, 1948.
- Структуры континентов и океанов (терминологический справочник). М.: Недра, 1979.
- Структура траппов Сибирской платформы. Л.: Недра, 1976. (Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер.; Т. 235).
- Сулиди-Кондратьев Е.Д., Козлов В.В. Докембрийский вулканизм этапа кратонизации. — В кн.: Вулканизм докембрия. Петрозаводск, 1976.
- Сурина Н.Г. О классификации и номенклатуре дайковых ультраосновных-щелочных пород Маймеча-Котуйской провинции. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы Севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970.
- Тейхерт В. Австралия и Гондвана. — В кн.: Вопросы геологии Австралии. М.: Мир, 1965.
- Тектоника Евразии. М.: Наука, 1966.
- Тектоника Африки. М.: Мир, 1973.
- Томановская Ю.И. Петрохимические особенности эффузивных траппов северо-западной части Сибирской платформы. — Тр. НИИГА, 1965, т. 145.
- Томпсон Дж. А. Рифтовая система Западной США. — В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970.
- Тораринссон С. Срединная зона Исландии. В кн.: Система рифтов Земли. М.: Мир, 1970.
- Тугаринов А.И., Войткевич Г.В. Докембрийская геохронология материков. М.: Недра, 1970.
- Тужикова В.И., Курбежекова А.Н. Биостратиграфия триасовой эффузивно-осадочной формации Урала. М.: Наука, 1973.
- Удинцев Г.Б. Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М.: Наука, 1972.
- Уокер Ф., Польдерварт Ф. Долериты Карру Южно-Афганского союза. — В кн.: Геология и петрография трапповых формаций. М.: Иностран. лит., 1950.
- Урванцев Н.И., Кавардин Г.И., Старицына Г.Н., Додин Д.А. Перспективы открытия новых никеленосных районов на севере Центральной Сибири. — В кн.: Проблема геологии полярных областей Земли. Л.: НИИГА, 1974.
- Ушакова З.Г. Рифейские и вендские магматические формации Восточно-Европейской платформы. — В кн.: Геология, петрология и металлогения кристаллических образований Восточно-Европейской платформы. М.: Недра, 1976.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1964.
- Хаин В.Е. Общая геотектоника. М.: Недра, 1973.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1971. Т. 1.
- Хаин В.Е. Региональная геотектоника. М.: Недра, 1977. Т. 2.
- Харланд В.Б. Схема структурной истории Шпицбергена. — В кн.: Геология Арктики. М.: Мир, 1964.
- Херасков Н.П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967.
- Хоутон С.Г. Африка южнее Сахары. М.: Мир, 1966.
- Цейслер В.М. Введение в тектонический анализ осадочных геологических формаций. М.: Наука, 1977.
- Шатский Н.С. Основные черты тектоники Сибирской платформы. — Бюл. МОИП. Отд. геол., 1932, т. 10, вып. 3, 4.
- Шатский Н.С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формации. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 5.
- Шахотько Л.И., Краковский Ю.С., Стулов А.Т. О возрастном расчленении позднепалеозойских-раннемезозойских интрузивных траппов северо-восточной части Тунгусской синеклизы. — Тр. ВСЕГЕИ. Нов. сер., 1977, т. 265.
- Шейнманн Ю.М. О новой петрографической провинции на севере Сибирской платформы. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1947, № 1.
- Шейнманн Ю.М. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах. — Тр. ВАГТ, 1956, вып. 2.
- Шихорина К.М. Вулканические образования Маймеча-Котуйской провинции. — В кн.: Карбонатиты и щелочные породы севера Сибири. Л.: НИИГА, 1970.
- Штауб Р. Механизм движений земной коры. Л.; М.: ГОНТИ, 1938.
- Штейнберг Д.С. Геологическая история Урала и петрология. — В кн.: Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: Изд-во АН СССР, 1974.
- Штейнберг Д.С., Богатиков О.А., Бородаевская М.Б. и др. Проблемы магма-

- тических формаций. — В кн.: Проблемы петрологии. М.: Наука, 1976.
- Штилле Г.* Избранные труды. М.: Мир, 1964.
- Эккерман Г.* Карбонатиты Альпы. — В кн.: Карбонатиты. М.: Мир, 1969.
- Энгель А.Е., Энгель К.Г.* Породы океанического дна. — В кн.: Основные проблемы океанологии. М.: Наука, 1968.
- Этапы тектонического развития докембрия Карелии. Л.: Наука, 1973.
- Янищ А.Л., Есина Л.А., Маловицкий Я.П., Шлезингер А.Е.* Структура осадочного чехла и образование Тирренского глубоководного бассейна. — Геотектоника, 1980, № 1.
- Adie R.* Recent advances in the geology of the Antarctic Peninsula. — In: Antarctic Geology and Geophysics. Oslo, 1972.
- Akpati B.N.* Geologic structure and evolution of the keta basin, Ghana, West Africa. — Bull. Geol. Soc. Amer., 1978, vol. 89, N 1, p. 124–132.
- Allaart J.H.* Geological map of Greenland 1: 100 000 Julianehab 60 V. 2. — Medd. Gronland Nord 1973, vol. 192, N 4, p. 1–41.
- Allen P.M.* The stratigraphy of a geosynclinal succession in western Sierra Leone, West Africa. — Geol. Mag., 1968, vol. 105, p. 62–73.
- Almeida F.F.M.* Tectono-magmatic activation of the South American platform and associated mineralization. — In: XXIV ses. Intern. geol. Congr.: Tectonica. Montreal, 1972, p. 338–346.
- Almeida F.F.* Structure and dynamics of the Brazilian coastal area. — In: Simp. Panam. del Manto Sup. Mexico, 1968, p. 31–38.
- Amaral G., Cordani U.G., Kawachita K., Reynolgs J.H.* Potassium-Argon dates of basaltic rocks from Southern Brazil. — Geochim. et Cosmochim. Acta, 1966, vol. 30, p. 159–189.
- Andreieff P., Bouysse P., Hoyn R., Moncardini C.* Contribution à l'étude géologique des approches occidentales de la Manche. — Mem. Bur. rech. géol. et mineres, 1972, N 79, p. 31–48.
- Bailey R.J., Jackson P.D., Bennel J.D.* Marine geology of Slyne-ridge. — J. Geol. Soc., 1977, vol. 133, p. 165–172.
- Baker P.E.* Islands of the South Atlantic. — In: The Ocean Basins and Margins. Leed: Publ. Univ., 1973, ch. 13, p. 493–551.
- Balkwill H.R., Bustin R.M., Hopkins M.S., Jr.* Eureka Sound formation at Flat Sound, Oxel Heiberg Island and Chronology of the eureka orogeny. — Pap. Geol. Surv. Can., 1975, N 75, p. 205–207.
- Ballard R.D., Uchupi E.* Triassic rift structure in gulf of Maine. — Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1975, vol. 59, N 7, p. 1041–1072.
- Barbieri A.* Prospection du contact socle-sédimentaire dans la région de l'Andavakoera. — Rapp. annu. Serv. géol., 1973, Tananarive, p. 105–113.
- Bassoulet J.R., Colchen M.* Les caractères gondwaniens des formations tibétaines de l'Himalaia du Nepal. — 4-eme Réunion. Sci. Terre. Paris, 1976.
- Bennet E.H.* Reconnaissance geology and geochemistry of the South Mountain Region, Idaho. — Min. and Geol., 1976, N 166, p.
- Bertrand H., Goffrant D.* Geochemistry of tholeiites from N-E American Margin; correlation with Morocco. — Contrib. Min. and Petrol., 1977, vol. 63, p. 65–74.
- Beurlen K.* Geologie von Brasilien. Gebrüder Bontraeger. Berlin-Stuttgart, 1970. 444 S.
- Biljon S. van.* Transformation and deformation of the Pretoria series in the SW part of the Bushveld Complex. — Trans. Geol. Soc. S. Africa, 1974, vol. 77, N 1, p. 17–29.
- Binns P.E., McQuillin R., Fannin N.G., Kenolty N., Arduis D.A.* Structure and stratigraphy of sedimentary basins in the Sea of the Hebrides and the Minches. — In: Petroleum and Continental shelf NW Europe. Barking, 1975, vol. Geology, p. 92–102.
- Birkenmaier K.* Alpine fold belt of Spitzbergen. — In: XXIV ses. Intern. Geol. Congr., Tectonica. Montreal, 1972, p. 282–292.
- Borella M.J.* Poco profundo na cidade de Bauru muda conceito sobre a estrutura geologica da região. — Rev. DAE, 1976, N 108, p. 49–52.
- Bowles F.A., Ruddiman W.F., Jahn W.H.* Acoustic Stratigraphy, Structure and depositional history of the Nicobar Fan, Eastern Indian ocean. — Marine Geol., 1978, vol. 26, p. 269–288.
- Brooks C.K., Nielsen T.F., Petersen T.S.* The Blossville Coast basalts of East Greenland: their occurrence, composition and

- temporal variations. — *Contrib. Min. and Petrol.*, 1976, vol. 58, N. 3, p. 279–292.
- Brown P.E., Van Breeman O., Noble R.H., Macintyre R.M.* Mid. Tertiary igneous activity in East Greenland. — *Contrib. Min. and Petrol.*, 1977, vol. 64, p. 109–122.
- Bryan W.B., Erey F.A., Thompson G.T.* Oldest Atlantic seafloor. — *Ibid.*, p. 223–242.
- Burke K.* Development of graben associated with the initial ruptures of the Atlantic ocean. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 36, p. 93–112.
- Burne R.V.* Origin of salt deposits in the Canning basin, West Australia. — In: XXV ses. Intern. Geol. Congr. Sect. 8. Canberra, 1976, vol. 2.
- Burov J., Krasilschikov A.A., Firsov L.V., Klubov B.A.* The age of Spitsbergen dolerites. *Norsk Polarinstinst Arb.* Oslo, 1975, p. 101–108.
- Casey J.J., Scarse C.M.* Geology of the Heart Peaks Volcanic Centere Northwestern British Columbia. — *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1978, N 78–1A, 8789.
- Challinor A.* The structure of Broggerhaloya, Spitsbergen. — *Geol. Mag.*, 1967, vol. 104, p. 322–336.
- Chetty P., Green R.W.E.* Seismic refraction observations in the Transkei basin and adjacent areas. — *Mar. Geophys. Res.*, 1977, vol. 3, p. 197–208.
- Chiron J.* La chaîne des Mauritanides entre le parallele de Mondjeria et le fleuve Senegal. — *Trav. Lab. Sci. Terre. B.*, 1975, vol. 75, N 11, p. 45–46.
- Choudhury S.K., Datta A.N.* Bouger gravity and its geologic evaluation in the western part of the Bengal Basin and Adjoining area, India. — *Geophysics*, 1973, vol. 38, N 4, p. 691–700.
- Chowdhary L.R.* Reversal of basement-block motions in Cambay basin, India, and its importance in petroleum exploration. — *Amer. Assoc. Petrol. Bull.*, 1975, vol. 59, N 1, p. 85–90.
- Clearly J.R.* Seismicity and crustal structure of southeast Australia. — In: *Simp. Tertiary and Quarternary Volcanism E. Australia.* Melbourne, 1973.
- Cogney G., Faugeres J.* Precisions sur la mise en place des épanchements basaltiques des formations triasiques de la bordure septentrionale du Maroc. central. — *Bull. Soc. Geol. France*, 1975, vol. 17, N 5, p. 721–733.
- Cooper M.R., Oosthuézen R.* Archaeoxythid-bearing erratic from Dwyka Sybgroup (Permo-carboniferous) of South Africa, and their importance to continental drift. — *Nature*, 1974, vol. 247, N 5440, p. 396–398.
- Cordani G., Amaral G., Kawashita K.* The Precambrian evolution of South America. — *Geol. Rundsch.*, 1973, t. 62, N 2.
- Cortesini A., Minner J.R.* Petroleum developments in Central and Southern Africa in 1971. — *Bull. AAPG*, 1972, vol. 56, p. 1749–1792.
- Cox K.D.* Tectonics and vulcanism of Karoo period and their bearing on the postulated fragmentation of Gondwanaland. In: *African magmatism and tectonics.* Edinburgh: Oliver and Boyd, 1970, p. 211–236.
- Cox K.G., Jamieson B.G.* The Olivine-rich lavas of Nuanetsi in a Study of polyfasic magmatic evolution. — *J. Petrol.*, 1974, vol. 15, pt 1, p. 269–301.
- Graddock C., Campbell K.* Antarctic Tectonik. — *Antarctic Geology and Geofysica.* Oslo, 1972.
- Dar K.K.* Evolution of the Aravalli-Dharwar geosynclinal orogenic belt and the development of its structural pattern. — In: XXIV ses. Intern. Geol. Congr. Montreal, 1972.
- Dawes P.R., Soper N.J.* Pre-quarternary history of North Greenland. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, 1973, N (9), p. 117–134.
- De Jond K.A.* Geodinamic significance of ophiolites in Balughistan, Pakistan. — In: XXV ses. Intern. Geol. Congr. Canberra, 1976, vol. 2.
- Denham L.R.* Marine geophysical survey between 68°30' N and 73°30' N West Greenland. — *Rap. Greenland geol. unders.*, 1973, N 55, p. 14–18.
- De Swardt A.M.J., Bennet G.* Structural and physiographic development of Natal since the Late Jurassic. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1978, vol. 81, p. 309–322.
- Dingle R.V.* Mesozoic palaeogeography of the southern Cape, South Africa. — *Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol.*, 1973, vol. 13, N 3, p. 203–213.
- Dingle R.V., Gentle R.J.* Early tertiary volcanic rocks on the Aquehas Bank South African continental shelf. — *Geol. Mag.*, 1972, vol. 102 (2), p. 127–136.
- Dingle R.V., Scrutton R.A.* Continental breakup and the development of post-Paleozoic sedimentary basins around southern Africa. — *Bull. Geol. Soc. Amer.* 1974, vol. 85, N 9, p. 1467–1474.

- Dunnet D.* Some aspects of the Panantartic cratonic margin in Australia. — Phil. Trans R. Soc. Lond., 1976, A-280.
- Du Toit A.* A geological comparison of South America with South Africa with South Africa. — Carnegie Inst. Publ., 1927, N381.
- Emery K.O., Uchipi E., Bowin C.O. et al.* Continental margin off western Africa. — Amer. Assoc. Geol. Bull., 1975, vol. 59, N 1, p. 3-59.
- Esson J., Dunham A.C., Thompson R.N.* Low alkali, high calcium olivine tholeiite lavas from the isle of Skye, Scotland. — J. Petrol., 1975, vol. 16, N 2, p. 488-497.
- Esson J., Flower M.F.J., Strong D.F. et al.* Geology of the Comores archipelago, Western Indian Ocean. — Geol. Mag., 1970, vol. 107 (6), p. 549-557.
- Exon N.F., Willcox J.B.* Geology and petroleum potential of Exmouth plateau area off Western Australia. — Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull., 1978, vol. 62, N 1, p. 40-72.
- Explanatory notes. Delamer Northern Territory. Sheet SD/52-16/Compl. Sweet I.P. Dep. Nat. Develop. Bur. Miner. Resour. geol. and geophys. Canberra, Austral.: Govt. Publ. Serv., 1972. 21 p.
- Explanatory note. Limbunya Northern Territory, Sheet SF/52-7/Compl. Mendum I.R. Dep. Miner. and Energy Bur. Miner. Resour. Geol. and Geophys. Canberra, Austral.: Govt. Publ. Serv., 1972. 28 p.
- Faill R.T.* Tectonic development of the triassic Newark-Gettysburg Basin in Pennsylvania. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1973, vol. 84, N 3.
- Fan P.* Outline of the tectonic evolution of southern China. — Tectonophysics, 1978, vol. 45, p. 261-267.
- Fleck R.J., Sutter J.F., Elliot D.H.* Geochim. et Cosmochim. Acta 1977, vol. 41, p. 15-32.
- Forrest R.* The geological history of the sedimentary basin of southern Mozambique and some aspects of the origin of the Mozambique channel. — In: XXV Intern. Geol. Congr.: Symposium 108.4. Canberra, 1976, vol. 2.
- Ford A.B.* Volcanic rocks of Naturaliste Plateau, Eastern India Ocean. Site, 264, DSDP, Leg 28. — In: Initial Report of DSDP, Washington: US Government Office Printed, 1975, p. 821-833.
- Fulfarò V.I.* The Parana basin Upper Paleozoic and lower Mesozoic sequences. — In: XXIV Congr. Intern. Geol.: Abstracts. Montreal, 1972.
- Fulfarò V.I., Landim P.M.B.* Tectonic and paleogeographic of the Parana basin by trend surface analysis. — In: XXV Intern. Geol. Congr.: Sec. 6. Montreal, 1972.
- Gayer R.A., Gee D.G., Harland W.B. et al.* Radiometric age determinations on rocks from Spitsbergen Norsk. — Polarinst. Skr., 1966, N 137, p. 39.
- Gellatly D.C., Derrick G.M.* 1:25000 geol. Ser. Explanatory notes. Landsdowne, Western Australia. Sheet SE/52-5. Common W. Austral. State West. Austral. Canberra, 1967. 28 p.
- Geodinamics project programme Geological survey of India. Calcutta, 1972.
- Gibb F.G., Kanaris-Sofiriou R.* Jurassic igneous rocks of the Forties Field. — Nature, 1976, vol. 260, N 5546, p. 23-25.
- Grikurov G.E.* Tectonics of the Antarctic. — Antarct. Geol. and Geophys., 1972, p. 163-167.
- Gunn P.J.* Mesozoic-Cainozoic tectonics and igneous activity. — J. Geol. Soc. Austral., 1975, vol. 22, N 2.
- Gupta V.J., Thakur V.G.* Geologia of the area around Dharmasala, Kangra district, H.P., India. — Geol. Rdscn., 1974, vol. 63, N 2, p. 248-558.
- Hall J.K.* Geophysical evidence for ancient sea-floor spreading from Alpha Cordillera and Mendeleev Ridge. — Arct. Geol. AAPG. Mem., 1973, N 19, p. 542-561.
- Hallam A., Sellwood W.* Middle Mesozoic sedimentation in relation to tectonics in the British area. — J. Geol., 1976, vol. 84, p. 301-321.
- Haller J.* Tectonic map of East Greenland. Kobenhavn, 1970.
- Haughton S.H.* Geological history of Southern Africa. Cape-Town, 1969.
- Heat flow map of Europe/Chermak V., Hurgig E. Praha, 1978.
- Hekinian R., Subbarao K.V.* Petrology and Geochemistry of igneous rocks from Leg 22 in the Northeastern Indian ocean. — In: XXV Intern. Geol. Congr.: Symposium 108.2. Canberra, 1976.
- Herz N.* Timing of spreading in the South Atlantic, information from Brazilian alkalic rocks. — Geol. Soc. Amer. Bull., 1977, vol. 88, p. 101-112.
- Himmelberg G.R., Ford A.B.* Iron-titanium oxides of the Dufek intrusion, Antarctica. — Amer. Miner., 1977, vol. 62, p. 623-633.

- Hobday D.K.* Middle Ecca deltaic deposits, area Natal. – *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1976, vol. 73, N 3.
- Holden G.S., Hooper P.R.* Petrology and chemistry of a Columbia River basalt section, Rocky Canyon, Idaho. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, vol. 87, p. 215–275.
- Hughes G.W., Turner C.C.* Upraised Pacific ocean floor, southern Malaita, Solomon islands. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, vol. 88, N 3, p. 412–424.
- Hurtig E., Oelsner C.H.R.* Heat flow, temperature distribution and geothermal models in Europe; some tectonic implications. – *Tectonophysics*, 1977, vol. 41, p. 147–156.
- Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. Washington: U.S. Government Printed Office, 1970–1978, vol. 1–50.
- Jones H.A.* Marine geology of the Northwest Australian continental shelf. – *Geol. and Geophys.*, 1973, N 136.
- Johnstone M.H., Lowry L.C., Quilty P.G.* The geology of southwestern Australia – a review. – *J. Roy. Soc. Western Australia*, 1973, vol. 56, p. 5–15.
- Kay M.* North American geosynclines. – *Geol. Soc. Amer. Mem.*, 1951, vol. 48, p. 143.
- Keen C.E., Keen M.J., Ross D.J., Lack M.* Baffin bay: Small Ocean basin formed by sea-floor spreading. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1974, vol. 58, N 6, pt II.
- Kellog H.E.* Tertiary stratigraphy and tectonism in Svalbard and continental drift. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1975, vol. 59.
- Kent P.E.* Mesozoic history of the East Coast of Africa. – *Nature*, 1972, vol. 238, N 21, p. 147–148.
- Kerr J.Wm.* Canadian Arctic rift system – a summary. – *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Mem.*, N 19, 1973, p. 587.
- Khain V.E., Muratov M.V.* Crustal movements and tectonic structure of continents. – In: *The Earth's crust. and upper mantle*. Washington, 1969.
- Klerkx J., De Paepe P.* The main characteristics of the magmatism of the Cape Verde Islands. – *Ann. Soc. Geol. Belg.*, 1976, vol. 99, N 2, p. 347–357.
- Knox W.O.B.* Upper Jurassic piroclastic rocks in Skye, west Scotland. – *Nature*, 1977, vol. 265, N 5592, p. 323–324.
- Krebs W.* Formation of Southern Pacific island arc-trends and mountain systems. Plate or global-vertical tectonics? – *AAPG Bull.*, 1975, vol. 59, N 9, p. 1639–1666.
- Krishnamacharu T.* Igimbrite flows from Rajula, Saurashtra India. – *Geol. Mag.*, 1974, vol. 111 (1), p. 49–54.
- Krishnamurthy P., Cox K.G.* Picrite basalts and related lavas from Decan traps of Western India. – *Contr. Miner. and Petrol.*, 1977, vol. 62, p. 53–75.
- Kulm L.D., Fowler G.A.* Cenozoic sedimentary framework of the Garda-Juan de Fuca plate and adjacent continental margin. – In: *Modern and Ancient Geosynclinal Sedimentation*. Tulsa, Okla, 1974, p. 212–229.
- Kulm L.D., Resig J.M., Moore T.C., Rosato J.V.J.* Transfer of Masca Ridge pelagic sedimentsto the Peru continental margin. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, vol. 85, N 5, p. 769–780.
- Kumarapeli P.S.* Monteregian lakalic magmatism and the St. Lawrence rift histem in space and time. – *Can. Miner.*, 1970, vol. 10, pt 3, p. 421–431.
- Kuno H.* Plateau Basalts. – In: *The Earth's Crust and Upper Mantle*. Washington, 1969.
- Lay C., Reichelt R.* Sur l'age et le signification des intrusions de dolerites tholitiques dans le bassin Taoudenni. – *C. R. Acad. sci. France*, 1971, vol. 272.
- Leeman W.P., Vitaliano C.J.* Petrology McKinney basalts, Snake River Plain, Idaho. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, vol. 87, p. 1777–1792.
- Leyden R.* Salt distribution and crustal models for the eastern Brazilian margin. – *An. Acad. Brasil. Scienc.*, 1976, vol. 48, p. 159–168.
- Lipman P.W., Mehnert H.H.* Late cenorois basaltic volcanism and development of the Rio Grande depression in the Southern Rocky Mountains. – In: *Cenorois History South Rocky Mount*. Boulder, Colo, 1975, p. 119–54.
- Loczy L.* Some problems of the tectonic framework of the Quiana shield with special regard for the Roraima Formation. – *Geol. Rasch.*, 1973, vol. 62, N 2, p. 318–342.
- Macintyre R.M.* Anorogenic magmatism, plate motion and Atlantic evolution. – *J. Geol. Soc. Lond.*, 1977, vol. 133, p. 375–384.
- Mammerick J., Anderson R.N., Menard H.W., Smith S.M.* Re-evaluation of some geophysical observations in the Caroline Basins. – *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1975, vol. 86, N 1.

- Manchester K.S., Clarke D.B.* Geologic structure of Baffin Bay and Davis Strait as determined by geophysical techniques. — *Arct. Geol. AAPG Mem.*, 1973, N 19, p. 536–541.
- Marke R.G.* Further evidence for the early cretaceous break up of Gondwanaland off southwestern Australia. — *Mar. Geol.*, 1978, vol. 26, p. 1–39.
- Martin K.* Cretaceous-early tertiary rift basin of Baffin bay continental drift without sea-floor spreading. — *Arct. Geol. AAPG Mem.*, 1973, N 19, p. 500–505.
- Martin H.* Problems of geosynclinal and orogenic development. — In: *Geodynamic Project 1975*. Bonn, 1975, p. 115–117.
- Matz D.B., Pinet P.R., Hayes M.O.* Stratigraphy and petrology of the Beacon Supergroup, Southern Victoria Land. — In: *Antarctic Geology and Geophysics*. Oslo, 1972.
- Maxey L.R.* Dolerite dikes of the New Jersey Highlands; Probable comagmatic relation with the mesozoic Palisa des sill and dolerite dikes of Eastern United States. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, N 3, p. 1081.
- Mayhew M.A.* Basement to East Coast Continental Margin of North America. — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1974, vol. 58, N 6, pt II, p. 1069–1088.
- McConnel R., Williams E.* Distribution and provisional correlation of the precambrian of the Guiana shield. Georgetown, Guiana, 1970.
- McDougall J.* K-Ar age measurements on dolerites from Antarctica and South Africa. — *J. Geophys. Res.*, 1963, vol. 68.
- McDougall J.* Geochemistry and origin of basalt of the Columbia River Group, Oregon and Washington. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1978, vol. 87, N 5, p. 777–792.
- McDougall J., McElhinny M.W.* The Rajmahal traps of India K-Ar age and paleomagnetism. — *Earth et Planet. Sci. Lett.*, 1970, vol. 9, p. 371–378.
- McDougall J., Wellman P.* Potassium-argon ages for some Australian Mesozoic igneous rocks. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1976, N 1.
- McWhae J.R.H., Michel W.F.E.* Stratigraphy of Bjarni H-81 and Leif H-48 Labrador Shelf. — *Bull. Can. Petrol. Geol.*, 1975, vol. 23, N 3, p. 361–382.
- Melcher G.C., Almeida F.F.* Alkalic rocks of Southern Brasil and their mineralisation. — In: XXIV Congr. Intern. Geol.: Abstracts. Montreal, 1972, p. 137.
- Melson W., Thompson G.* Glassy abyssal basalts, Atlantic sea-floor. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, vol. 84.
- Meyer H.O.A.* Kimberlites of the continental United States: a review. — *J. Geol.*, 1976, vol. 84, p. 377–403.
- Mitchel J.G., Jones E.J.W., Jones G.T.* The composition and age of basalts dredged from the Black Stones igneous centre, western Scotland. — *Geol. Mag.*, 1976, vol. 113 (6), p. 525–533.
- Moore G.W., Castillo L.D.* Tectonic evolution of the southern gulf of Mexico. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1974, vol. 85, N 4, p. 607–618.
- Munch H.G.* The tectonics of the northern part of the Klein Karas and Groot Karas Mountains, South West Africa. — *An. Geol. Surv.*, 1971–1972, vol. 9, p. 107–109.
- Nelson P.H.H.* The James Ross Island Volcanic Group of N-E Graham Land. — *Brit. Antract. Surv. Sci. Repts.*, 1975, N 54, p. 85.
- Palmason G., Salmundsson K.* Iceland in relation to the Mid Atlantic ridge. — In: *An. Rev. of Earth and Planet. Sci.*, 1974, vol. 2, p. 25–50.
- Parker J.R.* The Jurassic and cretaceous sequence in Seitsbergen. — *Geol. Mag.*, 1967, vol. 104, p. 484–505.
- Pautot G., Renard V., Daniel J.* et al. Morphology, limits, origin and age of salt layer along South Atlantic African Margin. — *Amer. Assoc. Petrol. Bull.*, 1973, vol. 57, N 9, p. 658–671.
- Petridis F.* Etudes géologiques et prospection de la feuille Nosy-Varika. — *Rap. An. Serv. Geol.* 1973, p. 1–11.
- Quintino J., Machado F.* Heat flow and the Mid-Atlantic rift volcanism of San Miguel Island, Azores. — *Tectonophysics*, 1977, vol. 41, p. 173–179.
- Radelli L.* Geology and oil Sakamena basin, Malagasy republic (Madagascar). — *Amer. Assoc. Petrol. Geol. Bull.*, 1975, vol. 59, N 1, p. 97–114.
- Raghavendra Rao V.* Data on subsurface distribution of deccan trap. — *J. Geol. Soc. India*, 1975, vol. 16, N 3, p. 373–377.
- Reis B.* Kimberlite distribution in Angola and its tectonic control. — XXIV. Congress Intern. Geol. Montreal, 1972.
- Riddihough R.P., Max M.D.* A geological framework for the continental margin to the west of Ireland. — *Geol. J.*, 1976, vol. 11, N 2, p. 109–120.

- Roberts D.G., Flemming N.C., Harrison R.K. et al. Hellen's Reef: a microgabbroic intrusion in the Rockall intrusive Centre, Rockall Bank. — *Mar. Geol.*, 1974, vol. 16.
- Robertson J.A. A review of recently acquired geological data, Blind River-Elliott Lake area. — *Geol. Assoc. Can. Spec. Pap.*, 1973, N 12, p. 169–198.
- Sainley J.C., Noe-Nygaard A. Chemistry of miocene plume tholeiites from NW Iceland. — *Lithos*, 1976, vol. 9, N 3, p. 185–201.
- Sarcar S.N. Present status of precambrian geochronology of peninsular India. — XXIV Intern. Congr. Geol. Montreal, 1972.
- Schlee J., Berendt J.C., Robb J.M. Shallow structure and stratigraphy of Liberian continental margin. — *Bull. AAPG*, 1974, vol. 58, N 4, p. 708–728.
- Schmidt P.W., McDougall J. Palaeomagnetic, and potassium-argon dating studies of the Tasmanian dolerites. — *J. Geol. Soc. Austral.*, 1977, vol. 24, N 5–6, p. 321–328.
- Schneider H.J. Geosynklinale Entwicklung und Magmatismus an der Wende Paläozoikum-Mesozoikum in NW-Himalaya und Karakorum. — *Geol. Rdsch.*, 1960, vol. 50.
- Schnitzer W.A. Das Jungpräkambrium Indiens ("Purana-System"). — In: Erlang. geol. Abh., 1971, H. 85.
- Schoch A.E., Burger A.J. U-Pb zircon age of the Saldanha quartz porphyry, western Cape Province. — *Trans. Geol. Soc. S. Afr.*, 1976, vol. 79, N 2, p. 239–241.
- Scrutton R.A. Age of igneous activity and continental break-up. — *Geol. Mag.*, 1973, vol. 110, N 3, p. 227–234.
- Shekleton R.M. Pan African Structures. — *Phil. Trans. Roy. Soc. London A*, 1976, vol. 280, p. 491–492.
- Sial A.N. Petrology and mineral chemistry of peridotite nodul included in Tertiary basaltic rocks N Brazil. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, vol. 88, p. 1173–1176.
- Siddiquie H.N., Sukheswala R.N. Occurrence of rhyolitic tuffs at deep sea drilling project site 219 on the Laccadive Ridge. — *J. Geol. Soc. India*, 1976, vol. 17, N 4, p. 539–546.
- Siedner G., Miller I.A. K-Ar determinations on basaltic rocks from South-West Africa and their bearing on continental drift. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 4, p. 451–458.
- Siedner G., Mitchell J.G. Episodic mesozoic volcanism in Namibia and Brasil. — *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 1976, vol. 230, N 2, p. 232–302.
- Sigvaldason G.E., Steinthorsson S., Oskarsson N., Imsland P. The simultaneous production of large lithophilic trace ions (LIL) with the same fissure swarms in Ireland. — *Bull. Soc. Geol. France*, 1976, vol. 18, N 4, p. 863–7.
- Sill W.D. The tetrapod-bearing continental triassic sediments of South America. — *J. Sci.*, 1969, vol. 267, N 7.
- Sinha A.K. Geochronology, petrography-petrochemistry and tectonic significance of basic rock suites of North-Western Himalaya with special reference to Himachal Himalaya, India. — In: *Recent Researches in Geology*. Delhi, 1977, vol. 3.
- Snavely P.D., Jr., MacLeod N.S., Wagner H.C. Miocene tholeiitic basalts of coastal Oregon and Washington and their relations to coeval basalts of the Columbia Plateau. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1973, vol. 84, N 2, p. 387–424.
- Soares P.C., Landim P.M., Fulfaro V.J. Tectonic cycles and sedimentary sequences in the Brazilian intracratonic basins. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, vol. 89, p. 181–191.
- Sollogub V.B., Chekunov A.V., Kharchenko G.E. et al. Structure of the Earth's crust in the region of old platforms. — *Publ. Inst. Geophys. Pol. Acad. Sci.*, 1977, A-41, p. 457–466.
- Sougy J. West African Fold Belt. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1962, vol. 73, N 7.
- Souther J.G. Mesozoic and tertiary volcanism of the western Canadian Cordillera. — *Publ. Earth Physics Branch*, 1972, vol. 42, N 3, p. 55–58.
- Stanley W.D., Boehl L.E., Bostick F.X., Smith H.W. Geothermal significance of magnetotelluric sounding in the Eastern Snake River Plane-Sellowstone Region. — *J. Geophys. Res.*, 1977, vol. 82, N 17, p. 2501–2514.
- Subbarao K.V., Chandrasekharam D., Radhakrishnamurty et al. Petrological, geochemical and magnetic studies on St. Mary group of island volcanics, off western India. — In: XXV Intern. Geol. Congr., 1976, vol. 2.
- Suess E. *Das Antlitz der Erde*, Tempsky. Wien, 1908.
- Sukheswala R.N., Roldervaart A. Deccan basalts of the Bombay area, India. — *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1968, vol. 69, p. 1475–1494.

- Sweenly J.E.* Subsidence of the sverdrup basin, Canadian Arctic Islands. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1977, vol. 88, p. 41–48.
- Tarling D.H., Gale N.H.* Isotopic dating and palaeomagnetic polarity in the Faeroe Islands. — *Nature*, 1968, vol. 218, N 5146.
- Tectonic Map of Australia and New Guinea. 1:5 000 000. Sidney, 1971.
- Thomson M.R.A.* New discoveries of fossils in the upper jurassic volcanic group of Adelaide island. — *Bull. British Antarctic Survey*, 1972, N 30.
- Thompson R.N., Esson J., Dunham A.C.* Major element chemical variation in the eocene lavas of the isle of Skye, Scotland. — *J. of Petrol.*, 1972, vol. 13, pt 2, p. 219–253.
- Thorman C.H.* Implication of klippen and a new sedimentary unit at Gibi mountain Liberia, West Africa in the problem of the Pan-African – Liberian age province boundary. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1976, vol. 87, p. 851–856.
- Van der Linden W.J.M.* Mesozoic and Cainozoic opening of the Labrador Sea the North Atlantic and the Bay of Biscay. — *Nature*, 1975, N 253, vol. 5490, p. 320–324.
- Van Houten F.B., Brown R.H.* Latest Paleozoic – Early Mesozoic paleogeography, Northwestern Africa. — *J. Geol.*, 1977, vol. 85, N 4, p. 143–156.
- Veevers J.J., Cotterill D.* Western Margin of Australia: a mesozoic analog of the East African rift system. — *Geology*, 1976, vol. 4, N 12, p. 713–717.
- Viswanathan S.* Differentiated dyke rocks and their metallogenic significance. — *Geol. Mag.*, 1977, vol. 144 (4), p. 291–298.
- Vitart M.I.* Tectonique globale quelques difficultis. — *Rev. Inst. franc. petrole*, 1977, vol. 32, N 4, p. 502–529.
- Walker W.G.* Contrasting compositions of the Youngest Columbia River basalt flow in Union and Wallowa counties, N.E. Oregon. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, vol. 84, N 2, p. 425–430.
- Walker K.R., Mond A.* Mica lamprophyre from Rador lake Prince Charles Mountains, Antarctica. — *Bur. Min. Res. Austr. Rec.*, 1971, N 108.
- Whiteman A., Naylor D., Pegrum R., Rees G.* North Sea Troughs and plate tectonics. — *Tectonophysics*, 1976, vol. 26, p. 39–51.
- Wilson D.G.* Eureka Sound and Beafourt Formations, Yelverton Bay, Ellesmere Island, Oistrict of Franklin. — *Pap. Geol. Surv. Can.*, 1976, vol. 76-1, P.A., p. 453–456.
- Wood D.A.* Spatial and temporal variation in the trace element geochemistry of the eastern Iceland flood basalt succession. — *J. Geophys. Res.*, 1976, vol. 81, N 23, p. 4353–4360.
- Wright T.L., Maurice J.G., Donald A.S.* Chemical variation related to the stratigraphy of the Columbia river basalt. — *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 1973, vol. 84, N 1, p. 371–386.
- Yáñez G.A.* Provincia geologica del Roraima; geologia estructural e y geomorfologia du su parte septentrional entre los rios Paragua y Caroni (Venezuela). — *Bol. geol. Publ. espec.*, 1972, N 5/4, p. 2122–2131.
- Zambrano J.J., Urien C.M.* Geological outline of the Brasil in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore. — *J. Geophys. res.*, 1970, vol. 75, N 8.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
Глава 1	
Терминология, обзор представлений о структурном положении траппов . . .	5
Глава 2	
Условия залегания траппов	18
Глава 3	
Трапповый магматизм в геологическом времени	23
Домезозойские эпохи траппового магматизма	23
Эпохи мезозойского и кайнозойского магматизма	26
Глава 4	
Расположение трапповых полей	38
Трапповые поля докембрия	38
Трапповые поля мезозоя – кайнозоя	43
Базальтовые провинции периферии Тихого океана	85
Глава 5	
Траппы в разрезах осадочных толщ	98
Траппы докембрия в разрезе осадочных толщ	100
Траппы мезозоя и кайнозоя в рядах геологических формаций	109
Глава 6	
Траппы и геотектоническая цикличность	160
Траппы в герцинско-альпийских циклах	160
Мегацикличность траппового магматизма. Океаны и палеоокеаны	167
Глава 7	
Особенности состава траппов и тепловой режим недр трапповых провинций	176
Петрохимические ряды магматических пород трапповых провинций	176
Тепловой режим недр и особенности земной коры под траппами	185
Заключение	193
Литература	195

Галина Федоровна Макаренко

ТРАППЫ В СТРУКТУРЕ МАТЕРИКОВ

Утверждено к печати Московским обществом испытателей природы

Редактор В.П. Цетлин. Редактор издательства В.Я. Енюкова

Художник И.И. Рыбченко. Художественный редактор И.Ю. Нестерова

Технический редактор А.Л. Шелудченко. Корректор И.Г. Мартынова

ИБ № 27514

Подписано к печати 08.02.83. Т – 04541. Формат 60х90 1/16. Бумага офсетная № 1

Печать офсетная. Усл.печ.л. 13,0 + 0,3 вкл. Усл.кр.-отт. 13,6. Уч.-изд.л. 17,3

Тираж 900 экз. Тип.зак. 9. Цена 2 р. 70 к.

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

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

2 р. 70 к.

3920

