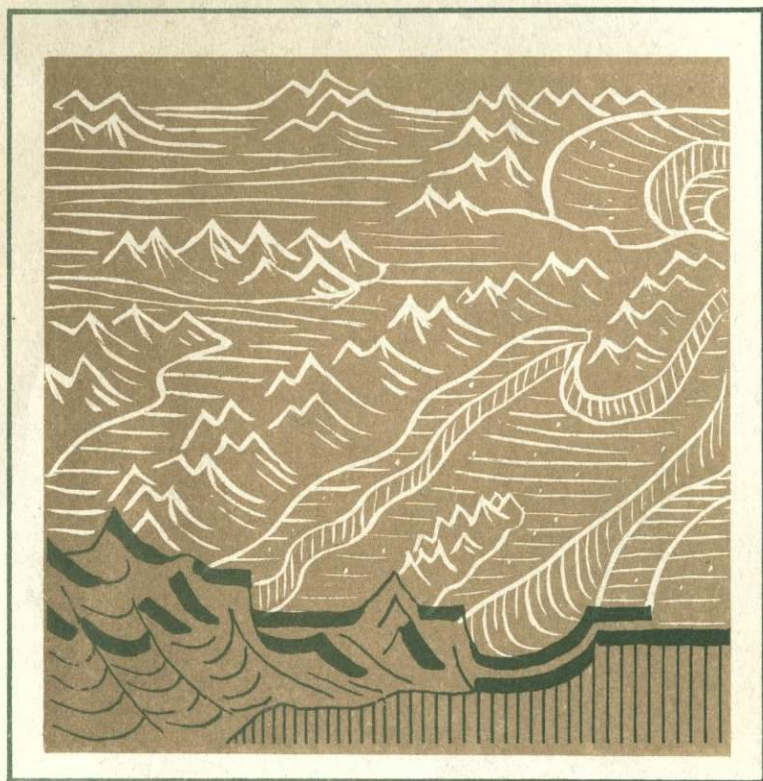


Г. Ф. Макаренко

БАЗАЛЬТОВЫЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ



Г. Ф. Макаренко

БАЗАЛЬТОВЫЕ
ПОЛЯ
ЗЕМЛИ
(в пространстве
и геологическом времени)

2649



Москва, «Недра», 1978

Макаренко Г. Ф. Базальтовые поля Земли (в пространстве и геологическом времени). М., Недра, 1978, с. 148.

В книге рассмотрены траппы всех материков и базальтовые поля океанов. Установлено импульсивное появление траппов, возникших в финале геотектонических циклов на платформах и складчатых системах, в три «трапповых мегаэтапа», обусловленных центростремительным замыканием геосинклинальных поясов. Мегаэтапы разделены «трапповыми паузами», обеспеченными центробежным опрокидыванием складчатости в замыкающихся геосинклинальных поясах, когда платформенные базиты проявлялись только в авлакогенах. Установлено также, что становление магматических полей океанов в мезозое — кайнозое, совпавшее с последним «трапповым мегаэтапом», привело к возникновению современной поверхностной базальтовой оболочки Земли, состоящей из комплексных материково-океанских полей, построенных однотипно независимо от (геофизического) состояния субстрата. Континенты вне молодых трапповых полей представляют собой «окна» в до-мезозойскую историю Земли с деформированными обрывками древних базальтовых оболочек. Анализ базальтовых полей в пространстве — времени показал, что центростремительное замыкание геосинклинального пояса приводит к становлению океанов атлантического типа с базальтовым плащом, омолаживающимся к центру. Океан затем развивается как геосинклинальный пояс с центробежным опрокидыванием складчатых систем. Возникают побережья тихоокеанского типа, их складчатые структуры испытывают вторичный орогенез и кратонизацию до материкового состояния. Некратонизированные складчатые системы океанизируются и вновь вовлекаются в геосинклинальное развитие.

Книга рассчитана на широкий круг геологов, занимающихся вопросами связи магматизма и тектоники, рудоносности базальтовых полей, а также цикличности эндогенных явлений и проблемами происхождения океанов.

Табл. 2, ил. 28, список лит. — 130 назв.

ВВЕДЕНИЕ

На материках Земли широко распространены базальтовые поля — области, покрытые толщами слоистых эффузивов. Их называют провинциями траппов. В ложе океанов под чехлом неуплотненных осадков базальты развиты практически повсеместно. Более 70% твердой поверхности нашей планеты перекрыто наружной оболочкой из базальтовых лав. В сравнении с толщиной земной литосферы она — всего лишь тонкая внешняя пленка. Геологический возраст океанских базальтов и крупных трапповых полей на континентах показывает, что лавовая пленка возникла в мезозое — кайнозое. Эта базальтовая наружная оболочка прерывиста, и континенты, несущие в своих краях ее приподнятые фланговые зоны, представляют собой «окна» в домезозойские земные глубины.

Широко распространено мнение, основанное главным образом на геофизических материалах, что базальты океанов возникают иным путем, чем траппы материков. Континентальная кора в океанах могла отсутствовать извечно, и тогда молодость океанских базальтов — лишь обновление их древнего ложа. Возможно, гранитная кора отсутствует из-за недавнего раскола и раздвижения материков, тогда океанические базальты — молодые выплавки из мантии Земли, постепенно обнажившейся между ними. И в первом, и во втором случаях пространственная зональность базальтовых полей океанов, последовательность возникновения, а также их общая позиция в структуре Земли должны быть иными, чем для материковых трапповых провинций.

Известно, что траппы формируются при излиянии лав на материковые блоки сложного строения, полностью перекрывая — запечатывая подстилающие структуры. Если появление траппов — результат длительного развития самих материковых областей, тогда магматизм каждый раз отражает определенную фазу их жизни. Если грандиозные трапповые излияния — лишь отзвуки мощных магматических процессов, происходящих в разверзающихся океанах, тогда поля траппов накладываются на края материков случайно, осложняя структуры различной тектонической природы. Если, наконец, процессы, ведущие к поверхностным лавовым излияниям на планете являются общими, то следует выяснить, какие части базальтовых полей после своего возникновения поднимаются вверх и сохраняются в виде базальтов плато (что в принципе противоречит «прилипанию» астенолитов с утяжелением коры), а какие части полей опускаются в глубины океанов.

Ключом к расшифровке сопряженного положения трапповых полей и смежных областей региональных погружений мо-

гут стать материалы, полученные глубоким бурением в Западной Сибири, примыкающей на востоке к полю сибирских траппов. В отличие от многих трапповых провинций, расположенных на периферии океанов, раннемезозойское трапповое поле Сибирской платформы граничит не с океанической впадиной, а с обширной материковой плитой, возникшей в мезозое — кайнозое, при этом траппы прослеживаются под чехлом плиты вплоть до Урала [3, 9, 6]. Базальты перекрывают в фундаменте плиты замкнувшийся геосинклинальный пояс полициклического развития. Его складчатые структуры погрузились, и сейчас, покрытые базальтами, залегают под молодыми толщами, представляя собой ложе «неудавшегося океана». Докембрийско-палеозойский складчатый комплекс со сложной геологической историей входит здесь в строение двух нижних геофизических слоев утоненной материковой коры и траппы отразили общую фазу базальтового магматизма, охватывающего смежные геосинклинальный и платформенный регионы.

Траппы материков и базальты океанов неоднократно рассматривались в литературе как магматические формации в систематике прочих геологических формаций. При этом подробно характеризовались парагенезисы изверженных и интрузивных пород, особенности их петрохимии, а также условия их образования с позиций палеовулканологии [24, 33 и др.]. В данной работе ставятся иные задачи. Независимо от частных различий в составе и строении базальтовых мегапокрывных сооружений, они анализируются как цельные комплексные геологические тела. Здесь проводится часть полного формационного анализа покровных базальтов — установление их тектонической позиции. При возможности обособляются только два главных элемента их строения: регионально распространенный плащ преимущественно толеитовых базальтовых лав и непосредственно надстраивающие этот плащ дифференцированные базит-ультрабазитовые со щелочным уклоном вулканоплутонические образования.

Обширные области материков и ложа океанов одинаково покрыты с поверхности лавами и пронизаны интрузивами. В то же время наборы их базитовых пород относят по ряду признаков к разным магматическим формациям или подформациям. Потому для сравнения материковых и океанских вулканоплутонических покровных сооружений нами применяется обобщающий термин — базальтовые поля (плащи, провинции). Сравнительное рассмотрение базальтовых полей материков и океанов нами проводится в двух направлениях.

Первое — анализ соотношения материковых и океанских базальтовых провинций с окружающими их тектоническими зонами, а также выявление места объединенных материково-океанских полей в общей структуре планеты. Этот анализ покажет насколько закономерно распределяются на земной по-

верхности — в геологическом пространстве — обширные сплошные плащи молодой поверхностной лавовой оболочки.

Второе — выявление этапов геологического времени, в течение которых образуются покровные базальтовые поля, и установление места базальтовых комплексов в закономерных рядах геологических формаций платформ и геосинклиналей (ряды формаций наиболее полно отражают режимы развития крупных областей Земли). В результате можно будет установить особенности тектонического развития регионов, приводящие к появлению отдельных базальтовых плащей, и определить является ли мезозойско-кайнозойский этап траппового магматизма и талассогенеза единственным и уникальным.

Интерес к океанам особенно возрос сейчас в связи с возможностью нахождения здесь ряда полезных ископаемых. Поскольку базальтовый магматизм океанов наиболее сходен с трапповым магматизмом платформ [24, 43, 61 и др.], сравнительный анализ тектонической позиции этих магматических полей имеет дополнительное значение. Для прогноза полезных ископаемых интересна проблема соотношения двух главных типов базитового платформенного магматизма — траппового и ультраосновного — щелочного. В настоящее время она разработана недостаточно. Общепринято представление о приуроченности ультраглубинных магм к периферии трапповых полей. Провинции ультраосновных — щелочных пород с карбонатитами и кимберлитами, связанные с траппами материков, часто примыкают непосредственно к границам океанов. Эти провинции привлекают особое внимание к проблеме происхождения последних в связи с решением чисто практических вопросов. Так, сторонниками мобилизма обсуждается возможность былого единства провинций в теле единого материка, что позволяет давать некоторые рекомендации к поискам полезных ископаемых.

Для решения намеченных проблем использован эмпирический подход. Последовательно проанализированы факты, которые можно документировать традиционными геологическими методами и взаимно коррелировать. Все материковые и океанские базальтовые поля рассматриваются неоднократно для выявления различных характерных черт их положения в пространстве — времени.

Автор не пытается объяснить природу сил, ответственных за протекание тех или иных явлений. В основу работы положены совокупное рассмотрение и сравнительный анализ объективных геологических фактов, которые характеризуют обстановку возникновения, а затем сохранения, либо полной тектонической переработки поверхностных базальтовых полей.

В работе используется общепринятая тектоническая терминология. Все разночтения терминов или их уточнение, применительно к затронутым проблемам, обсуждаются в тексте.

ТРАППЫ (ПЛАТО-БАЗАЛЬТЫ) МАТЕРИКОВ

Наиболее крупные из материковых трапповых (плато-базальтовых) провинций — это молодые провинции, возникшие в мезозое и кайнозое. Однако трапповый магматизм известен и в докембрии. Структурное положение докембрийских траппов можно выявить в пределах внутренних областей платформ фанерозоя, на склонах щитов и антеклиз. Поля докембрийских траппов прослеживаются лишь отдельными пятнами. Даже в пределах этих пятен мы часто видим только корни прежних эффузивных плащей — эродированные плутоны габброидов либо долеритовые дайки. Не являются ли они останцами более обширных базальтовых провинций? Возможно, эти древние поля были сходны с мезозойскими и кайнозойскими, а затем лишь размыты и переработаны более молодыми геологическими явлениями. Эти вопросы могут быть решены при анализе как древних, так и молодых траппов с использованием одинакового подхода при их анализе.

Глава I

ТРАППОВЫЙ МАГМАТИЗМ В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ВРЕМЕНИ

Известно, что молодые мезозойские и кайнозойские базальтовые излияния, столь выразительно представленные сейчас на поверхности Земли, проявлялись отдельными мощными «вспышками» в разных регионах планеты в интервале последних 240 млн. лет. Попытаемся выяснить, существовали ли ранее периоды времени, в течение которых проявлялись сближенные во времени эпохи базальтовых излияний.

Трапповые поля Земли надежно документируются начиная со среднего протерозоя, когда закончили свое развитие раннепротерозойские геосинклинальные трюги, разделявшие ядра ранней архейской стабилизации. К среднему протерозою сформировались устойчивые платформы, сложенные в цоколе метаморфическими породами архея и нижнего протерозоя. Чехол плит этих платформ формировался одновременно с накоплением геосинклинальных толщ, окружавших устойчивые платформенные блоки. В этих ранних платформенных чехлах известны траппы среднего протерозоя. По мере консолидации периферических геосинклиналей области, перекрытые плитными

чехлами, разрастались. Внутренние зоны ранней консолидации, а также причленившиеся к ним более молодые складчатые зоны, покрытые лишь более молодыми слоями платформенного типа, иногда прорывались траппами следующих эпох базальтового магматизма.

Непрерывное платформенное развитие древнейших консолидированных блоков в течение всей их последующей геологической истории обеспечило в отдельных случаях сохранность платформенных чехлов, вмещающих древнейшие траппы не затронутые региональным метаморфизмом.

Однако в большинстве таких областей среднепротерозойские платформенные слои вместе с прорывающими их траппами 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 [102], траппы внутри Франсвилльской серии Юго-Западной Африки—1,7—1,9 млрд. лет [66], траппы Машоналенд Южной Африки—1,7 млрд. лет [66, 102], траппы Рораима Гвианского щита—1,8—1,6 млрд. лет [66, 109], траппы плато Кимберли Северо-Западной Австралии—1,8 млрд. лет [10], траппы ятулия—суйсария—вепсия Балтийского щита—1,8—1,65 млрд. лет [83], траппы тейской серии Енисейского кряжа—1,6 млрд. лет [17] и, наконец, траппы в сериях Гурон-Анимики Канадского щита—1,9—1,7 млрд. лет [21].

Отдельные эпохи трапповых излияний следовали друг за другом. Иногда излияния покрывали сближенные территории, проявляясь последовательными вспышками (Балтийский щит). Одновременно они могли проявляться 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 (табл. 1).

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 рендерений в чехол плато Кимберли Северо-Западной Австралии—1,4—1,35 млрд. лет [10], а также траппы—долеритовые дайки и плутоны—Лабрадорской системы Канадского щита (1,5—1,35 млрд. лет) [21]. Можно считать, что траппы первой трети рифей распространены на Земле мало, скорее всего, они не одновозрастны и возникли как минимум в два последовательных импульса.

Таблица 1

Трапповый магматизм материков в геологическом времени

Абсолютный возраст, млрд. лет	Эра	Период	Импульсы магматизма	Трапповые провинции		
0	Кайнозой	Четвертичный				
		Неогеновый	5	5 — Колумбийская (Кордильеры), Западной Антарктиды		
		Палеогеновый	4	4 — Брито-Арктическая Верхоянская		
	Мезозой	Меловой	3	3 — Сьерра-Жераль (Южная Америка), запад Австралии		
		Юрский	2	2 — Карру (Африка)		
		Триасовый	1	1 — Урало-Сибирская, Эймешань (Южный Китай), Таудени (Западная Африка), Аппалачи (Северная Америка)		
	Палеозой	Пермский				
		Каменноугольный				
		Девонский				
		Силурийский				
		Ордовикский				
	0,6	Верхний протерозой	Кембрийский	2	2 — Бассейнов Виктория, Джорджина (Австралия)	
			Вендский	1	1 — Вольтин (Русская платформа), Учуро-Майский район (Сибирская платформа)	
			4	4 — Чаттисгар, Карнупль (Индостан)		
			3			
			2	2 — 3 — Белоруссия, Украина, Татария (Русская платформа), склоны Анабарской антеклизы (Сибирская платформа)		
			1	1 — 2 — Траппы ютния и аналогов (Русская платформа), Куддапах (Индостан), Туле, Кивино, Белт и аналоги (Северная Америка)		
			2	2 — Арнемленд и Стерт (Австралия)		
			1	1 — Лабрадорского трога (Северная Америка)		
1,6			Средний протерозой		4	4 — Рораима (Южная Америка), Тейская (Сибирь), Вепсий (Карелия)
					3	3 — Ятулий, суйсарий (Карелия)
		2		2 — Гурон — анимики (Северная Америка), Кимберли (Австралия)		
		1		1 — Бушвелд (Южная Африка)		
2,0						

На временной интервал, охватывающий середину и конец рифея, приходится большее число импульсов траппового магматизма. К середине рифея размеры платформ увеличились. Траппы в платформенных сериях среднего рифея, перекрывших среднепротерозойские складчатые комплексы, располагаются по периферии древних стабильных блоков. В это время возникли трапповые поля ютния Балтийского щита, траппы каменноборской и салминской толщ Приладожья, крестецкой и полесской толщ запада Русской плиты, калтасинской толщи Приуралья — 1,2—0,9 млрд. лет [1,67, 70]. Трапповые комплексы, рвущие осадки позднепротерозойского платформенного чехла, известны в Индостане. Это долериты серий Кудапах и Карнуль — 1,1—0,9 млрд. лет [121], а также траппы регионов Гвалиор, Биджавар, Чаттисгар северной части докембрийской платформы — 0,8—0,75 млрд. лет [194]. Траппы этого возраста известны и на Сибирской платформе, в ее северной части, где прорывают билляхскую и солоолийскую серии рифея на периферии Анабарской антеклизы — 1,1 млрд. лет [28]. В позднепротерозойском чехле краевых зон Северо-Американской платформы имеются траппы группы Туле в Гренландии — 1,1 млрд. лет [101], в серии Кивино на юго-востоке — 1,1—0,9 млрд. лет [21], в толщах серий Гранд-Каньон, Белт и их аналогах на западе и северо-западе — 1,1—0,9 млрд. лет [21, 70]. Все названные трапповые комплексы среднего и начала позднего рифея в разных областях Земли возникли в течение трех-четырех последовательных импульсов.

В конце протерозоя — начале палеозоя трапповый магматизм проявлен в меньшей мере. Это траппы Вольни на юго-западе Русской плиты, базитовые вулканиты в ее юго-восточных районах (Пачелмский прогиб) — 0,6 млрд. лет [70]. Возможно, именно к этой эпохе относятся траппы Учуро-Майского района Сибири — 0,7—0,6 млрд. лет [14, 28], а также несколько более молодые раннекембрийские или вендско-кембрийские траппы бассейнов Виктория и Джорджина в Австралии [8, 10]. На этот временной интервал приходятся, таким образом, минимум два импульса траппового магматизма.

Палеозой представляет собой своеобразную паузу в проявлении обширных базальтовых излияний. В это время был широко представлен платформенный базитовый магматизм в авлакогенах (Донбасс, Вилюйский авлакоген Сибири). После палеозойской «трапповой паузы», начиная с рубежа палеозоя — мезозоя, вновь стали последовательно возникать обширные поля траппов на всех континентах (напомним, что в это же время начали изливаться и базальтовые лавы в ложе океанов). Как и ранее, траппы проявлялись импульсивно. Магматизм каждого из импульсов охватывал крупные области в разных частях Земли. Начальные моменты эпох траппового магматизма в мезозое и кайнозое падают на рубежи геологи-

ческих периодов (см. табл. 1): перми — триаса (траппы Сибири, Южно-Китайской платформы, синеклизы Таудени Африки), триаса — юры (траппы синеклизы Карру Африки), юры — мела (траппы синеклизы Парана Южной Америки, траппы востока Индостана, западной Австралии — бассейн Перт, Тасмании, Восточной Антарктиды), мела — палеогена (траппы востока и запада Гренландии, Шотландии, запада Индостана), палеогена — неогена (траппы плато Колумбия Кордильер Северной Америки, базальтовые лавы Исландии).

Рассмотрение траппового магматизма материков в шкале геологического времени позволяет таким образом установить, что существуют эпохи «сгущения» трапповых импульсов в развитии Земли. Ранняя из таких эпох (1,95—1,6 млрд. лет) охватывает средний протерозой, она представлена по крайней мере четырьмя последовательными магматическими 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 примерно 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—0 млрд. лет) охватывает мезозой — кайнозой, представлена пятью последовательными импульсами трапповых излияний на всех материках и (будучи ограничена современным моментом) длится 0,24 млрд. лет. Намеченные 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 распространенные.

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 потопом» на планете, который и привел к созданию ее мезозойско-кайнозойской наружной базальтовой оболочки. Остается неизвестным, существовали ли раньше в областях нынешних океанских пространств базальтовые плащи, синхронные древним траппам. Вся домезозойская история океанов пока никак не документирована. Также неизвестно, насколько широко за пределы современных областей своего развития простирались докембрийские трапповые провинции. Вполне возможно, что они распространялись по крайней мере в те крайние зоны нынешних континентов, где сейчас расположены складчатые сооружения фанерозоя.

Чтобы ответить на эти вопросы, следует рассмотреть развитие континентальных блоков в течение различных мегаэта-

пов. Такое рассмотрение важно, во-первых, для установления геологической судьбы уже возникших трапповых провинций, а во-вторых, для выяснения режимов, предшествующих следующим глобальным всплескам траппового магматизма.

Глава II

РАСПОЛОЖЕНИЕ ТРАППОВЫХ ПОЛЕЙ В ПРОСТРАНСТВЕ (В ПЛАНЕ)

Общепринятым является представление о распространении траппов только в чехлах древних платформ Южной Америки, Африки, Восточной Антарктиды, Сибирской платформы, Индостана. Однако тектоническая позиция других хорошо известных трапповых провинций противоречит этому представлению. Например, мел-палеогеновые траппы востока Гренландии перекрывают, как известно, палеозойские геосинклинальные комплексы. Миоценовые плато-базальты р. Колумбия в Северо-Американских Кордильерах несогласно ложатся на невадско-ларамийские геосинклинальные складчатые сооружения.

Поскольку главными мегаструктурами материков являются геосинклинальные пояса (в разных фазах развития) и платформы (в той или иной мере активизированные), следует установить структурную позицию разновозрастных трапповых полей по отношению к ним для тех отрезков времени, когда возникали трапповые поля.

Ю. М. Шейнманн [80] считал, что трапповые провинции формируются на платформах в эпоху орогенеза соседних замыкающихся геосинклиналей и ориентируются своей длинной осью перпендикулярно к простиранию возникшей складчатой системы. Позднее ту же позицию на большем материале подтвердил В. Е. Хаин [72].

Чтобы убедительно судить о структурах, которые перекрывают базальтовым полем и с которыми поле граничит по периметру, необходимо по крайней мере наблюдать подстилающие и окружающие структуры. В этом отношении трапповые поля мезозоя и кайнозоя представляют собой не самые удачные объекты. Во-первых, сплошной лавовый щит таких молодых плато-базальтовых провинций обычно полностью «запечатывает» подстилающие сооружения; во-вторых, почти все молодые трапповые поля материков так или иначе обрываются краями современных океанических впадин, где добазальтовые комплексы ложа океана пока недоступны для изучения. Поэтому для полей молодых траппов мы обычно имеем лишь часть необходимой информации о подстилающих и окружающих тектонических формах, существовавших в эпохи трапповых излияний. В этом отношении более информативны трапповые поля докембрия. Их базальтовые комплексы полностью распо-

лагаются 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 — подводящие каналы прежних покровов. Поэтому докембрийские трапповые провинции делаются как бы «прозрачными» в плане. Впрочем, глубокая эрозия выступов докембрия имеет и свои отрицательные стороны. Так, 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 «омоложенные» (подчас неоднократно) комплексы геосинклинального основания.

Таким образом, чтобы полностью уяснить соотношение трапповых полей с платформами и геосинклиналями своего времени (при анализе в плане), необходимо провести последовательный и комплексный анализ распределения тектонических форм в пределах крупных площадей.

ТРАППОВЫЕ ПОЛЯ ДОКЕМБРИЯ

Для докембрийских трапповых полей обычно удается выяснить возраст фундамента, на котором залегает плитный чехол, вмещающий траппы. В пределах самого поля всегда обнаруживается зона, где количество трапповых плутонов нарастает (останцовые базальты имеют наибольшие мощности), ее мы называем внутренней, и зона, где количество интрузивов сокращается, ее мы называем внешней. Важно проследить возраст фундамента в пределах внутренней и внешней зон. Это особенно интересно уловить для трапповых провинций последовательных эпох магматизма, чтобы выяснить, как перемещаются разновозрастные трапповые поля в пространстве по структурам фундамента разных этапов консолидации. Если трапповое поле примыкает к геосинклинальной системе, следует выяснить возраст консолидации последней либо возраст метаморфического омоложения ее складчатых комплексов.

Для зон сопряжения платформенных и геосинклинальных блоков земной коры представляется важным устанавливать характерные черты пограничных структур. Такими структурами могут быть либо краевые прогибы, в сторону которых обычно опрокинуты складки эпигеосинклинального орогена, либо краевые швы и выступы фундамента платформ, где складчатость в геосинклинальных толщах делается более спокойной, а типичные краевые прогибы не развиваются. Если складчатое сооружение, к которому примыкает трапповое поле, выявляет две платформенные рамы, окружающие замкнув-

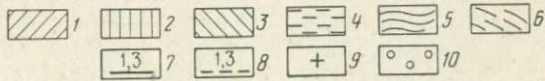
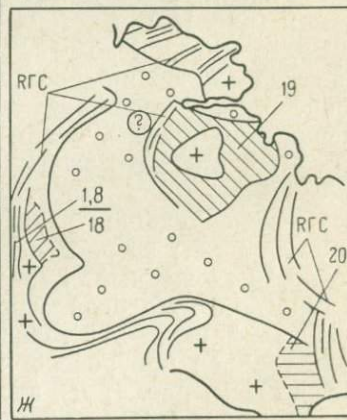
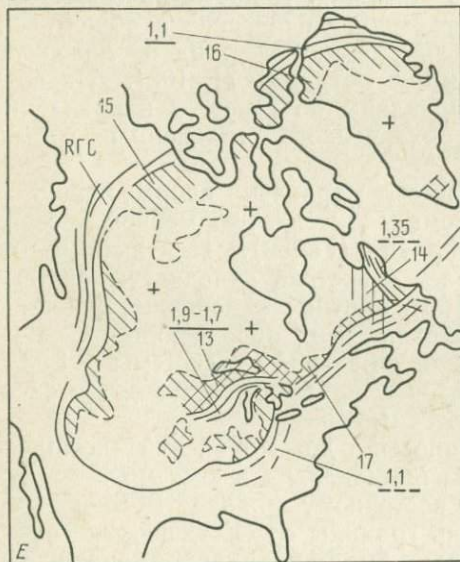
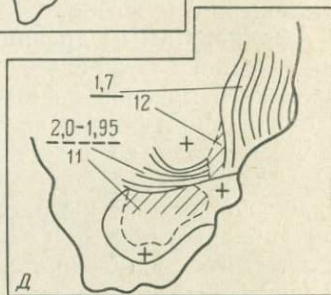
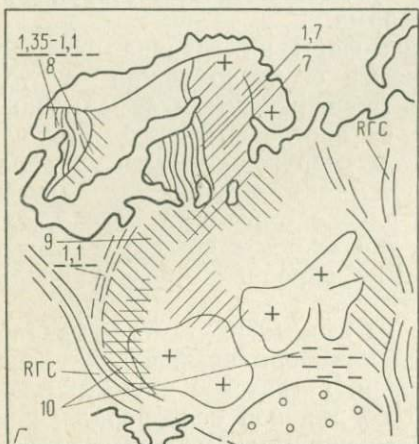
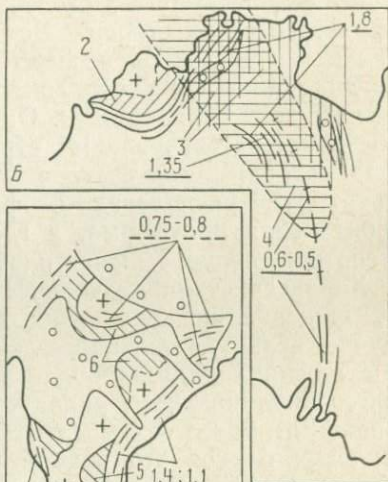
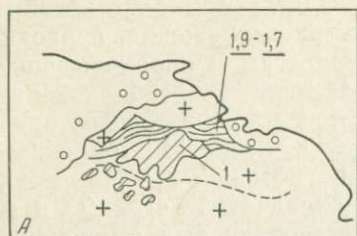
шуюся геосинклиналь, следует проследить характер краевых структур с обеих сторон. Вектор волны напряжений, приводящих к максимальной перемятости, надвигам и опрокидыванию геосинклинальных складок, определяет преобладающую вергентность складчатости. Он является дополнительным признаком, характеризующим структурную позицию траппового поля. Установление вектора надвигов позволяет ясно представить, где располагались фронт складчатой страны и ее фронтальная платформа, а где существовали тыл сооружения и, соответственно, тыльная платформа.

Характеристика тектонических форм на границе платформ — геосинклиналь древних времен особенно важна в том случае, если удастся наблюдать лишь одну из платформенных рам геосинклинали, а область с противоположной стороны эпигеосинклинального складчатого сооружения закрыта образованиями 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. Самым древним (?) из известных является трапповый комплекс Бушвелд, рвущий платформенный чехол Трансваальского массива на юге Африки. Гигантское магматическое тело овальной формы вытянуто по длинной оси параллельно северной складчатой системе Лимпопо. Радиометрический возраст пород в ее складчатом комплексе Мессина в общем совпадает со временем становления самого плутона и долеритовых дайковых полей (~2 млрд. лет) [66, 71, 102]. Надвиги складчатого сооружения направлены на север, в направлении от платформенного массива, охваченного трапповым магматизмом (рис. 1, Д).

Более молодой возраст имеют траппы, прорывающие и перекрывающие нижний комплекс платформенной серии Франсвилль на юго-западе Африки (Габон). Плитный чехол, вмещающий траппы, окаймляет с востока складчатую систему Огоуэ. По мнению Божура [66], плитные накопления фациально 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 приурочено к восточному флангу Родезийского массива (см. рис. 1, Д) вдоль границы со складчатыми сооружениями Мозамбикского пояса. Аналоги платформенной серии Умкондо — геосинклинальные образования серии Фронтьер — смяты в складки, интенсивность которых нарастает на восток, где известны надвиги, направленные внутрь Мозамбик-



ского пояса [66, 102]. 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) выполняют там краевые прогибы перед фронтом геосинклинальных надвиговых структур и не содержат траппов, а включают андезитовые проявления орогенного магматизма [71].

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 (см. рис. 1, А). Траппы близки по времени внедрения ее «молодым» гранитам (около 1,6 млрд. лет). Поле вытянуто вдоль складчатой системы. Краевой прогиб отсутствует. Траппы пронизывают горизонтально лежащие плитные отложения [110].

Австралия. Трапповый комплекс плато Кимберли Северной Австралии (см. рис. 1, Б) прорывает нижнепротерозойский ярус платформенных отложений (их верхний возрастной предел 1,76 млрд. лет). Поле траппов примыкает на юге и востоке к протерозойским складчатым сооружениям: на юге — к смятым в «простые и открытые» складки геосинклинальным толщам системы Аджиконд; на востоке — к складкам Восточно-Кимберлийской системы. Траппы приурочены к внутреннему платформенному флангу с запада от складчатой системы. Ее краевой прогиб расположен на восточном фланге (восточнее системы Пайн-Крик) [8, 10]. Чехол плато Кимберли сложен также и более молодыми долеритами (1,1—

Рис. 1. Схема расположения трапповых полей докембрия.

А — Южная Америка (1 — Рораима); Б — Австралия (2 — блок Кимберли, 3 — траппы Кимберли, Стерт, Арнемленд и геосинклинали системы Давенпорт-Эшбертон, 4 — траппы бассейнов Дейли-Орд, Виктория поверх структуры Джорджина); В — Индия (5 — траппы в серии Куддапах и Восточные Гаты, 6 — траппы Гвалиора, Биджавара близ зон сатурского омоложения); Г — Восточно-Европейская платформа (7 — траппы ятулия, субсария, вепсия и свекофениды, 8 — траппы ютния и дальсандиды, 9 — траппы каменнооборской, калтасинской толщ и аналогов, примыкающие зоны геосинклиналей и омоложения с гренвилльскими датировками; 10 — траппы Волины, туфы Пачелмского прогиба и комплексы байкальского основания южных геосинклиналей); Д — Африканская платформа (11 — траппы Бушвелда, геосинклинали Лимпопо, 12 — траппы Машоналенд, омоложенный комплекс Мозамбикского пояса); Е — Северная Америка (13 — траппы в серии гурон, анимики, геосинклинали Пенокийская, 14 — долериты в Лабрадорском прогибе, геосинклинали 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 Кивино, Гардар и аналоги, геосинклинали Гренвилд и восточного предполагаемого продолжения); Ж — Сибирская платформа (18 — траппы тейской серии, геосинклинали с енисейским складчатым комплексом, 19 — траппы мукунской, сололейской серий и аналогов, геосинклинали комплексы основания Верхоянья и севера Сибирской платформы — Таймыра, 20 — базиты Учуро-Майского района, геосинклинали комплексы основания Верхоянья). РТС — рифейские геосинклинали. 1—4 — трапповые поля различного возраста (1 — 1,9—1,7 млрд. лет, 2 — 1,3—1,4 млрд. лет, 3 — 1,1—0,9 млрд. лет, 4 — 0,6—0,5 млрд. лет); 5 — складчатые сооружения (геосинклинали); 6 — складчатые сооружения, испытавшие повторный орогенез; 7 — возраст замыкания складчатой системы; 8 — возраст «омоложения»; 9 — выступы фундамента платформ; 10 — мощные молодые платформенные толщи

0,73 млрд. лет), рвущими средние горизонты протерозойского чехла. Эти горизонты распространены шире, перекрывая нижнепротерозойские складчатые комплексы. Они известны и в более восточных впадинах севера Австралии (Арнемленд, Мак-Артур), где тоже рвутся молодыми долеритами уже вблизи более поздних складчатых систем Западно-Квинслендской и Уарраунга — Девенпорт. Самые верхние слои плитного чехла этих восточных впадин (поздний рифей — кембрий), объединяемые для данного интервала в более широкие бассейны (Джорджина, Виктория), в свою очередь, прорваны долеритами и перекрыты лавами нижнего кембрия (?). Кембрийские базиты распространены вдоль меридионально вытянутой зоны, под палеозойским чехлом которой предполагается продолжение байкальской складчатой системы Аделаида [8].

Индостан. Поле докембрийских траппов Индии (см. рис. 1, В), рвущих Куддапахскую толщу платформенной серии Пурана, примыкает к складчатому поясу Восточных Гат. Древние породы пояса пережили неоднократное радиометрическое «омоложение». Возраст траппов 0,98—1,1 млрд. лет — совпадает с одним из этапов омоложения [94, 121]. Более верхние горизонты серии Пурана выделяются в толще Карнуль и Чаттисгар, они также прорваны дайками долеритов, распространенных более широко на площадях к северу от Куддапахской синеклизы, ближе к выступам Сингбум и Шиллонг. Последние испытали радиометрическое омоложение в интервале 0,77—0,85 млрд. лет, совпадающем с эпохой внедрения траппов [94].

Северная Америка. Очень показательное расположение докембрийских трапповых полей Северо-Американской платформы (см. рис. 1, Е). Самое древнее из полей располагается на востоке Канадского щита в толщах Гурон-Анимики по краю Пенокийской системы гудзонской стабилизации. Более молодые траппы известны 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 [21, 74]. 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 гренвилд. Толщи позднего докембрия, прорванные долеритами, накладываются также на вышеупомянутые Лабрадорские структуры (с их более древними траппами). Далее на востоке их аналоги прослеже-

ны 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 [101]. Одновозрастные комплексы плитных слоев с траппами прослежены также на севере Канады (серии Коппер-Майн, Хорнби-Бей) и на западе Северо-Американского материка (серии Белт, Перселл, Гранд-Каньон) и в общем окаймляют 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 событиями.

Европа. Платформенные толщи, вмещающие траппы нескольких последовательных фаз становления, широко распространены в пределах Балтийского щита (см. рис. 1, Г). Это траппы в сериях ятулия — вепсия. Серии представляют собой платформенные аналоги западных свекофенских геосинклинальных толщ. Последние к концу вепсия (1,6 млрд. лет) [7] испытали полифазную складчатость. Ятулий и надстраивающие его комплексы суйсария, вепсий с базитами распространены в областях с более древним, собственно карельским фундаментом Балтийского щита.

Регионально распространенные одновозрастные платформенные серии с траппами, по мнению М. М. Веселовской [11], протягиваются обширной полосой вдоль всего юго-западного фаса Русской платформы, значительно расширяя область, охваченную трапповым магматизмом этой эпохи.

Периферическое расположение трапповых комплексов, внедрившихся в интервале 1,1—0,9 млрд. лет, хорошо видно на примере Русской платформы. Траппы рвут среднерифейские (1,3—1,1 млрд. лет) платформенные образования ютния Балтийского щита, развиты в областях примыкающих к зонам дальскандской регенерации Южной Скандинавии [7]. Синхронные траппы известны в толщах основания Верхнекамского прогиба на востоке платформы. Эти толщи — фациальные аналоги юрматинской (частью, многогеосинклинальной) 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 [70]. Везде трапповый магматизм проявлен в зонах, примыкающих к краям древней платформы. За ее пределами проходили в то время процессы геосинклинальной складчатости. Последняя, однако, нигде не

сопровождалась ни надвигами на платформенный блок, ни созданием краевых прогибов.

Сибирская платформа. Зона периферических трапповых полей верхнего рифея устанавливается и для Сибирской платформы (см. рис. 1, Ж). Сюда следует отнести силлы габброидов в учурской и майской свитах Юдомо-Майского района и запада Сеттэ-Дабана, силлы и дайки долеритов, рвущие солоольскую свиту и ее аналоги в пределах Оленекского поднятия и Хараулахских гор [14, 28]. 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 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 гренвильском цикле, обосновывается рядом геологов НИИГА. Сейчас эти представления подтверждаются находками на Восточном Таймыре офиолитовых комплексов рифея в трогах северо-северо-восточного простиранья.

Отметим общие черты, характерные для расположения в пространстве (при рассмотрении в плане) трапповых полей докембрия.

1. Траппы докембрия располагаются в краевых частях платформ своего времени. Их поля примыкают к замкнувшимся в эпоху внедрения траппов геосинклинальным или радиометрически омоложенным складчатым системам.

2. Трапповые поля расположены на тех платформенных рамах геосинклиналей, к которым не направлена вергентность складчатости, надвиги замкнувшихся систем. Вдоль границ с ними не возникли краевые прогибы того времени. Области могут быть названы «тыльными» платформенными рамами геосинклиналей, в отличие от «фронтальных» рам, несущих опрокинутые структуры орогенов и краевые прогибы.

3. Устанавливается смещение разновозрастных трапповых полей в пространстве. Происходит «наступление» трапповых полей вместе с вмещающими платформенными чехлами на области все более поздней стабилизации, вслед за смещением активного геосинклинального процесса или процесса радиометрического омоложения.

ТРАППОВЫЕ ПОЛЯ МЕЗОЗОЯ И КАЙНОЗОЯ

Трапповые поля мезозоя и кайнозоя обычно имеют сплошные чехлы плато-базальтов, полностью скрывающие подстилающие геологические структуры. На периферии, вдоль внешних

зон трапповых полей лавы приобретают пятнистое и останцовое распространение (как и подстилающий лавы плитный чехол). Однако в эрозионных окнах даже под мощными базальтами вскрываются почти всегда подстилающие комплексы, так что возраст чехла плиты под лавами и возраст фундамента обычно можно определить.

Каждое плато-базальтовое поле, как правило, несет поверх лавового плаща вулканические сооружения из дифференцированных контрастных базальт-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 толеит-базальтового плаща. Нередко такие поздние вулканические комплексы размыты и обнаруживаются только по рвущим траппы дайкам специфического состава. В других случаях магматизм позднего этапа представлен плутонами центрального типа, кимберлитовыми трубками и дайками ультраосновных — щелочных пород. Эти послетолентовые магматические проявления, учитывая их относительную стратиграфическую и структурную позиции, удобно называть комплексом «надстраивающих базитов». Образования этого комплекса, группируясь вдоль секущих линейных элементов и разломов, часто прослеживаются далеко за пределы самих толентовых полей, нередко достигая щитов в глубине платформ. Разломы могут также целиком рассекать складчатое сооружение, примыкающее к платформе с трапповым полем, и переходить на противоположную платформенную раму орогена. Однако располагаются поздние магматические вдольразломные образования не региональными полями, а цепочками, роями даек либо плутонов.

Ориентировка подводящих 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 сильно эродированных провинций докембрийского траппового магматизма).

Как и при анализе траппов докембрия, в данном разделе будут рассмотрены пограничные структуры платформа — геосинклиналь. Учитывая материалы по трапповым полям докембрия, теперь можно сразу ввести представление о тыльной (несущей траппы) либо фронтальной платформенных рамках складчатого сооружения.

По терминологии Г. Штилле [82], тыльная (тыловая) платформа — это тергальный кратон. Он отличен от доминантного (господствующего) кратона, или «истинного форланда», несущего краевой прогиб 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 охватывает также активизированные области платформ — повторные орогены, возникающие именно на фронтальных платформах (платформенных рамах). Последние, по терминологии Г. Штилле, следовало бы называть «квазикратонами».

Имея в виду выводы по траппам докембрия, можно теперь более определенно вести также анализ самих геосинклинальных сооружений, к которым непосредственно могут примыкать молодые трапповые провинции, и выявлять соотношения трапповой провинции именно с той складчатой системой, которая замкнулась наиболее близко к эпохе появления траппов. Следует также мысленно «снимать» более поздние тектонические формы, возникшие поверх траппового поля и нарушившие его естественную сопряженность с тектоническими сооружениями эпохи становления траппов.

Для мезозойских и кайнозойских трапповых провинций удастся более определенно, чем для докембрийских, охарактеризовать сами складчатые сооружения, примыкающие к полям траппов. В их пределах — внутри орогенов также выделяются тыльные либо фронтальные фланги (зоны). На первые часто распространяются базальтовые лавы, синхронные платформенным траппам, а вторые обычно прорываются лишь магматитами надстраивающих комплексов. Для складчатого сооружения важно для наших целей отметить не только возраст завершающей консолидации, но также возрастной объем самих геосинклинальных образований, синхронных плитным слоям платформы, пронизанных траппами, а также возраст базитов, вскрытых офиолитовыми швами внутри консолидированной системы.

По возможности следует каждый раз охарактеризовать и фронтальную раму складчатого сооружения. Перед фронтом складчатой системы может располагаться не платформенная рама, а геосинклинальные структуры более молодых эпох тектогенеза. В этом случае нужно уточнить возраст тех базитовых магматитов, которые возникли после консолидации уже созревшей системы, при заложении молодых геосинклинальных трогов.

Как уже говорилось, важной особенностью молодых трапповых полей является их соседство с краями океанов. Это обстоятельство иногда не позволяет проследить структурное окружение трапповой провинции по периметру. Однако учитывая уже выявленные закономерности относительно позиции трап-

пов, мы будем отмечать каждый раз, какие именно тектонические формы оказываются «недостающими» в связи с появлением океанской впадины. При этом нами принимается во внимание возраст базальтов в ложе примыкающего океана, а также возраст и структурный план тех секущих океанское дно линейментов, которые фиксируются цепочками вулканов, надстраивающих базальты океанического дна.

Самые ранние трапповые поля, возникшие после палеозойской «трапповой паузы», появились на рубеже палеозоя и мезозоя. Начнем с траппов Сибири, хорошо изученных и расположенных в центре Евразийского материка. С этим трапповым полем будем далее сравнивать другие провинции (рис. 2).

Урало-Сибирская провинция. Раннемезозойские (поздняя пермь — триас — начало юры) траппы Сибири в плане охватывают грандиозное поле в 25° по долготе и 30° по широте, четко разделенное на две части (см. рис. 2, А — поле 1). Восточная часть поля охватывает западную часть Сибирской платформы, где наземные траппы Тунгусской синеклизы обнажены на поверхности, образуя верхний горизонт чехла; западная — это разновозрастные магматиты Западной Сибири, перекрытые мезо-кайнозойским чехлом молодой плиты. Енисей-Хатангский прогиб отделяет от Тунгусского поля разновозрастные траппы Таймыра, смятые блоковой складчатостью. 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. Наиболее широко оно распространено на севере левобережья (данные бурения и геофизики) [26, 62], отдельными изометричными 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 известны на востоке слабо-складчатые палеозойские отложения. А в центре и в Зауралье — интенсивно смятые, разбитые разломами, метаморфизованные и пронизанные герцинскими гранитами толщи палеозоя и частью докембрия. Все эти образования вмещают вскрытые эрозией триасовые трапповые плутоны — корни возможно непрерывного в прошлом эффузивного чехла. Они более многочисленны на востоке. На западе Западной Сибири

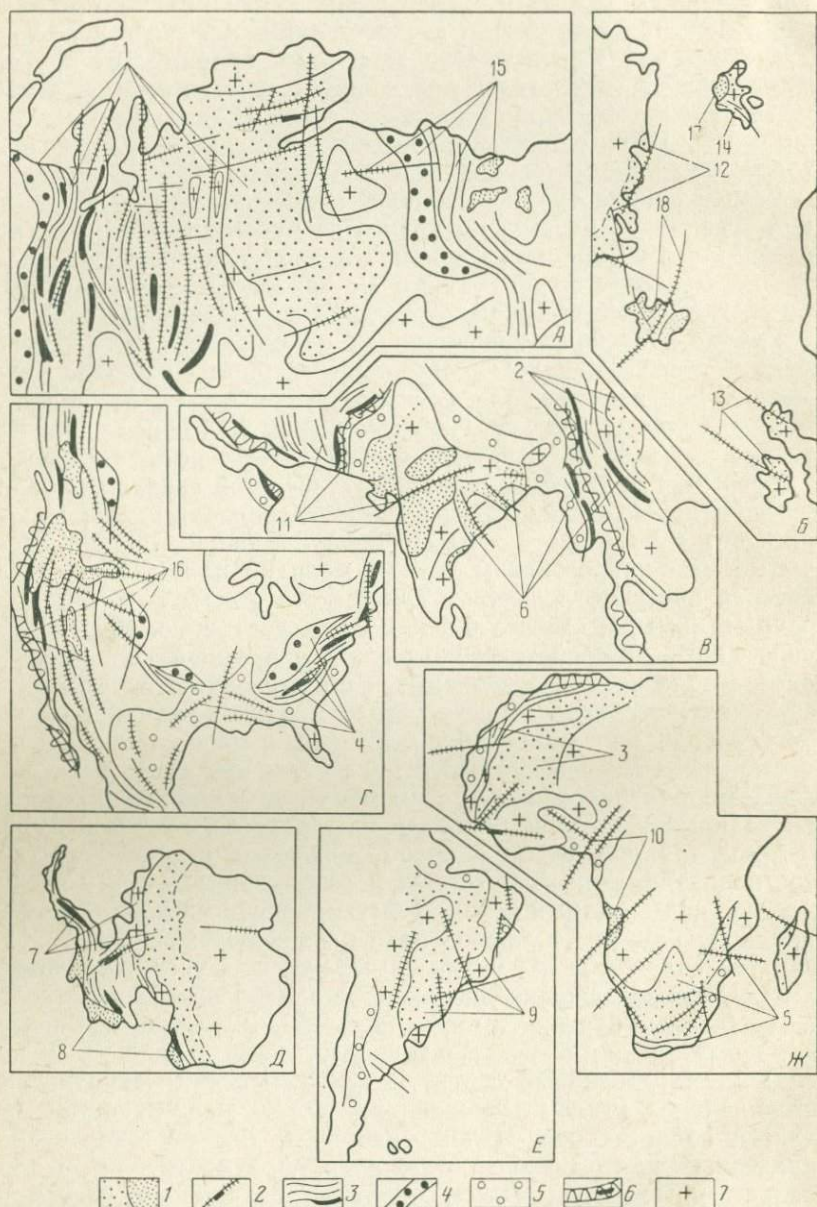


Рис. 2. Схемы расположения трапповых полей мезозоя и кайнозоя.

А — Урало-Сибирская провинция (1 — траппы Тунгусской провинции и Урало-Сибирские герциниды, 15 — траппы Верхоянья); Б — Брито-Арктическая провинция (12 — Гренландия, 13 — Шотландия и Британия, 14, 17 — Шпицберген, 18 — Исландия); В — Юго-Восточная Азия (2 — траппы и герциниды Южного Китая, 6 — траппы нижней гондваны, киммериды и альпиды Бирмы, 11 — траппы Декана, ранние альпиды Афганистана, поздние альпиды Пакистана); Г — Северная Америка (4 — тафрогенные базиты Аппалачей, 16 — эпипарамийские базальты Кордильер); Д — Антарктида (7 — траппы Феррар

сложно построенное трапповое поле примыкает к складчатой структуре герцинид Урала. На краю Русской платформы расположен Предуральский краевой прогиб. Немногочисленные, преимущественно интрузивные траппы известны на севере краевого прогиба.

Вся мегаструктура Урала — Западной Сибири выступает в плане как складчатое эпигеосинклинальное сооружение (часть пояса), испытавшее 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 складчатого сооружения. На второй траппов практически нет, но имеется полно развитый краевой прогиб, осложненный системой крупных западно-вергентных складок и мощно проявленных надвигов.

Сибирское трапповое поле обнаруживает в плане определенную зональность. В самой восточной части, на внешнем краю Тунгусской синеклизы обнажается туфогенная толща (верхи верхней перми) [59]. Центральные части синеклизы перекрыты непрерывным плащом базальтов индского яруса триаса. Плащ базальтов осложнен размытыми до корней и иногда сохранившимися лишь в кальдерах более поздними вулканическими постройками центрального типа. Поле траппов пересекается широтно и долготно ориентированными линейными элементами, вдоль которых группируются более поздние (средний — поздний триас) проявления ультраосновного, щелочно-основного и щелочно-ультраосновного магматизма. Это, с одной стороны, огромные стратиформные плутоны, дифференцированные от ультрабазитов до габброидов с поздними гранитоидными внедрениями (плутон Красовского, Северный борт Енисей-Хатангского прогиба) и, с другой — серии даек и вулканы в грабенах, в прошлом представлявшие собой надразломные щитовые вулканические постройки (дельканская, маймечинская свиты до 2000 м) [15]. Важнейшие широтные линейные элементы: Иркинское — р. Чадобец — р. Вилюй; Норильск — низовья р. Котуй, серия широтных разломов Таймыра со сдвиговой составляющей. Важнейшие долготные линейные элементы: Восточный Таймыр — долина р. Котуй, Приенисейская зона разломов [38, 39].

и киммериды, 8 — молодые неогеновые траппы поверх возрожденных ларамид); Е — Южная Америка (9 — траппы бассейна Параны); Ж — Африка (5 — траппы Карру и Капиды, 10 — траппы побережья Гвинейского залива, 3 — траппы Таудени и Мавритании).

1 — трапповые поля разных фаз становления; 2 — разломы поверх толентов, выводящие «надстраивающие комплексы» базитов; 3 — складчатые сооружения, замкнувшиеся перед эпохой траппового магматизма и их эвгеосинклинальные базиты; 4 — краевые прогибы; 5 — мощные молодые платформенные чехлы и краевые прогибы, возникшие после становления траппов; 6 — геосинклинали, развивающиеся после становления траппов, и их эвгеосинклинальные базиты; 7 — выступы фундамента платформ

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 вулканитов. Это ранний комплекс: пермско-раннетриасовые базальты туринской серии, смятые в грабенах и зеленокаменно-измененные вдоль разломов. И более поздний комплекс: средне-позднетриасовые, вплоть до раннеюрских, более дифференцированные лавы и туфы, чередующиеся с молассоидами — эти толщи практически не испытали зеленокаменных изменений, поскольку формировались одновременно с разломами. Молодой комплекс распространен вплоть до Зауральских грабенов [3].

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 (очень редки) или блоки с выходами каледонско-герцинских офиолитовых комплексов — с телами серпентинитов в рассланцованных метадиобазах*. Последнее подчеркивает приуроченность оси тафрогена к эвгеосинклинальным трогам и унаследованность разломами древних швов.

Ориентировка послетрапповых разломов в Сибири показывает, что главные их направления — это согласное или перпендикулярное к простиранию границы платформа — геосинклиналь. Разломы согласные с этой границей субмеридиональной ориентировки вблизи нее обычно выводят на поверхность сложные плутоны щелочно-ультраосновного типа (карбонатитовые), а самые удаленные — преимущественно несут кимберлитовые трубки. Разломы субширотной ориентировки (ориентированы вкрест границы с геосинклиналью) имеют зональность по простиранию. С приближением к внутренним платформенным антеклизам и щитам, т. е. на пространственном затухании, вырождении разломов, карбонатитовые магматические проявления сменяются кимберлитовыми [39].

Юго-восточная Азия. Другое из раннемезозойских материковых трапповых полей располагается на западе Южно-Китайской платформы (см. рис. 2, В — поле 2). Траппы Эймешань (интрузивы и эффузивы) рвут верхнюю пермь и перекрыты с размывом средним триасом [51]. Поле в плане вытянуто дол-

* В геофизических полях грабены с триасовыми вулканитами и горсты с палеозойскими офиолитами имеют сходные характеристики, создавая серии полосовидных аномалий [9, 62].

готно, его внешний край располагается внутри платформы, внутренний примыкает к Сикан-Юннаньской складчатой системе герцинид [44]. Поле не отделяется краевым прогибом, но ограничено эродированным горстовым выступом метаморфических образований докембрийского «комплекса основания» герцинид. Внутри складчатой системы существуют позднегеосинклинальные шовные складчатые структуры (прогибы Вэйси, р. Чёрной) с эвгеосинклинальными (?) толщами, синхронными платформенным траппам (поздняя пермь — ранний триас). Прогибы замкнулись в эпоху раннекиммерийского (индосинийского, рэт-лейас) тектогенеза. Западной стабильной рамой складчатой структуры Бирмы — Индокитая являлся край Индостанской платформы.

Раннемезозойские [54], скорее всего пермско-триасовые траппы, синхронные сибирским и южнокитайским, известны также на севере Индостана. Это траппы Кашмира, развитые на северо-западе южного фланга Гималаев, а также траппы Ассамы на юго-востоке Гималаев. Трапповые поля располагаются в пределах складчатой структуры Низких Гималаев и охвачены альпийскими дислокациями. Однако положение этих трапповых полей в краевой зоне палеозойской Индостанской платформы не вызывает сомнений. Для их позиции характерна приближенность к тем территориям на севере, которые в герцинском тектоническом этапе развивались как геосинклинали палеозойского Тэтиса.

На востоке Индостана также известны траппы (см. рис. 2, В — поле 6), но более молодые (поздняя юра — ранний мел) [73, 112]. 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 герциноско-киммерийские структуры Сикан-Юннаня. Далее к югу вдоль востока Индостана отсутствуют эффузивные траппы, продолжающие поле Раджмахал. Однако в грабенах Годавари и Маханади известны плутоны юрских долеритов, а также трассирующие борты грабенов серни лампрофировых щелочно-ультраосновных даек, возраст которых поднимается до позднего мела. Этот трапповый комплекс («нижнегондванский») востока Индостана сильно эродирован и замаскирован позднейшими событиями. При сравнении его с трапповым полем Сибири выявляются некоторые характерные черты.

Поле юрско-меловых траппов, продолжаясь на восток под молодым структурным ярусом, приближено в пространстве к герциноско-киммерийским (индосинийским) складкам Индокитая. По отношению к ним лавовое поле оказывается в тылу складок, так как краевые компенсационные структуры киммерийского орогена располагаются восточнее и выходят на Китайскую платформу. Платформенная область Индостана с нижне-

гондванскими траппами таким образом латерально смыкается с полем юрско-мелового базитового комплекса в основании альпид Бирмы. Базитовый комплекс раздроблен, перемят, расчленен на пластины и вскрывается сейчас в складчатых структурах альпийского ядра Бирманских складок. Эти базиты и ультрабазиты воспринимаются как офиолитовые швы хребта Аракан-Йома. Комплекс «вывернут» и шарьирован только в эпоху ларамийской фазы тектоногенеза. Он стал подвергаться эрозии в эоцене.

Разломы, нарушающие поле траппов восточного Индостана, «вырезают» гондванские грабены. Разломы согласны либо круто секут границу платформы. Они структурно сходны с системой ортогональных поздне- и послетрапповых разломов Сибири и также выводят к поверхности щелочную и ультрабазитовую магмы.

Мощный импульс траппового магматизма представлен мел-палеогеновыми траппами плато Декан на западе Индостана (см. рис. 2, В — поле 11). Трапповое поле накладывается своим внешним краем на докембрийский щит и граничит на западе с океаном. Ближайшие геосинклинальные системы, испытавшие складчатость в раннеальпийском (позднекиммерийском) цикле, известны в Белуджистане и внутри Киртар-Сулейманской системы, испытавшей затем и более позднюю складчатость [96, 117]. Неоген-четвертичные краевые прогибы Пакистана отделяют поле траппов Декана от складчатых структурированных разломов. Как вдольбереговые, так и крутосекущие (Нармада-Сон) разломы несут поздние дифференцированные базальтоиды, в том числе вулканические комплексы щелочно-основного состава, ультраосновные — щелочные плутоны и кимберлитовые трубки [117].

Австралия. Юрско-меловые траппы известны на западном и южном краях материка. Это магматиты бассейна Перт, представленные наземными базальтовыми покровами вдоль трещин меридиональной ориентировки [10, 127]. Для этого поля устанавливается в плане его налегание внешним краем на платформу и оборванность океаном западного края. Можно пространственно объединить эти траппы с синхронными базальтами Тасмании, условно наметив обширную дугу, окаймляющую Австралийский континент. В Тасмании трапповое поле также обрывается океаном, известно лишь его наиболее периферическое крыло.

Более молодые, неоген-четвертичные базальтовые покровы имеются на юго-востоке Австралийского материка, в районах Гипсленда и Южной Виктории [10].

Антарктида. Здесь развиты те же, что и в Австралии, два разновозрастных комплекса траппов. Более древний из них — траппы Феррар (153—147 млн. лет) [86, 111], венчающие толщу

Бикон, — распространен по краю Восточно-Антарктической платформы и в пространстве примыкает к позднедокембрико-раннемезозойскому складчатому поясу (см. рис. 2, Д — поле 7), 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 (0,28—0,2 млрд. лет) [93, 99]. Расположение структур в плане сходно с их расположением в Сибири. Край Восточно-Антарктической платформы представлял собой в раннем мезозое тыльную платформенную раму складчатого пояса, покрытую лавами.

В отличие от герцинского складчатого сооружения Урала — Западной Сибири, киммериды Западной Антарктиды перекрыты траппами также и на своем западном фланге. Здесь, однако, распространены более молодые траппы — миоценовые, частью запечатавшие структуры складчатых Антарктанд (см. рис. 2, Д — поле 8). Последние вмещают здесь гранитоиды ларамийского повторного орогенеза (0,1—0,7 млрд. лет) [32]. «Надстраивающиеся» вулканы миоценового траппового поля представлены крупными вулканическими постройками щелочно-основных пород. По возрасту щелочные дериваты относятся к концу неогена — четвертичному времени. Для ларамийского тектонического этапа тыльной областью повторного орогена Антарктанд явились именно западные территории (структурно обрезанные океаном). Кайнозойские впадины, возникшие в фазу повторного орогенеза, развились на восточном фланге Антарктанд — это депрессии Росса и Уэдделла [99, 71 и др.].

Отметим, что разновозрастные трапповые поля — юрско-меловое и миоценовое (последнее — с «надстраивающимися» базитами) практически смыкаются в пространстве в районах депрессии Росса. Поля здесь частью накладываются друг на друга своими внутренними зонами и расходятся в стороны в направлении к Антарктическому полуострову. В общем плане сложный тектонический комплекс Антарктиды, имеющий две разновозрастные трапповые провинции, выявляет определенное сходство со складчатым поясом Бирмы — Индокитая, также имеющим разновозрастные трапповые поля на двух платформенных рамах, являвшихся соответственно тыльными областями в разных геотектонических циклах развития.

Южная Америка. Сходное с ранними траппами Антарктиды юрско-меловое (147—130 млн. лет) [188, 122] трапповое поле известно в бассейне р. Параны (см. рис. 2, Е — поле 9). Здесь траппы перекрывают серию платформенных синеклиз, вытянутых меридионально вдоль восточного края материка. Внешний внутриплатформенный край траппового поля примы-

кает к антеклизам и щитам. Восточный, внутренний край поля на юге обрезается краем Атлантики, а на севере отделен от океана горстовыми выступами блоков фундамента, сходными по структурной позиции с приенисейскими выступами фундамента вдоль края Тунгусской синеклизы. Периокеанические выступы фундамента частью ограничены разломами, согласными или круто секущими береговую линию. Вдоль этих разломов группируются поздние и послетрапповые щелочно-ультраосновные магматические комплексы и кимберлитовые трубки (последние — на центральноплатформенных «затуханиях» разломов). Вулканические надстраивающие образования, синхронные этим плутонам, неизвестны, поскольку район испытывал позже поднятия и размыв. Возраст поздних ультраглубинных плутонических комплексов меняется от 120 до 80 и даже 70 млн. лет [31, 88], достигая позднего мела. Все указанные признаки выявляют в плане очевидное сходство траппового поля Параны с трапповым полем Сибирской платформы. Структурно в роли Западной Сибири выступает здесь краевая зона Атлантики.

Восток Северной Америки. Вдоль атлантического побережья Северной Америки, в Аппалачах, также имеются признаки траппового магматизма (см. рис. 2, Г — поле 4). Это интрузивные траппы, развитые достаточно широко, а также толщи базальтов, туфов и вулканомиктовых красноцветных молассоидов в грабенах типа Нью-Арк — Аппалачей и Игл-Милс — пояса Уошито [20, 71, 104]. В том и в другом случаях грабены осложняют герцинские эпигеосинклинальные складчатые сооружения, группируясь в пределах их внутренних эвгеосинклинальных зон. Ориентировка грабенов в общем совпадает с простираем древних структур. По возрасту базальтовый магматизм грабенов отвечает среднему — позднему триасу вплоть до ранней юры. При сравнении этих структур со сложным трапповым полем Сибири выявляется очевидное сходство грабенов как по возрасту, так и по позиции в плане с подобными грабенами Зауралья. Последние обычно тоже заполнены лишь поздними, триасово-юрскими вулканитами и молассоидами [3, 62]. Вдоль края материка 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 щелочно-ультраосновные магмы с карбонатитами. При этом на платформенном затухании секущих разломов известны кимберлитовые трубки [71]. В роли тыльных зон герцинских сооружений — их тыльных платформенных рам — выступают пространства, занятые сейчас Мек-

сиканским заливом и западной частью Атлантики с их базитовым подсолевым ложем [115].

Африка. Иную тектоническую позицию имеют позднегерцинские траппы Таудени в Северо-Западной Африке (см. рис. 2, Ж — поле 3). Огромное трапповое поле платформенной синеклизы (от размыва здесь уцелели лишь интрузивные тела) граничит по внешнему восточному краю со щитами и антеклизмами платформы. Вдоль своего внутреннего края трапповое поле примыкает на северо-западе к герцинским складчатым структурам Атласа и Северных Мавританид, отделяясь от них выступами складчатых зон Регибатского массива и Антиатласа [125]. Герцинские краевые прогибы здесь неизвестны. Поле траппов может быть протянуто вплоть до Туниса, где среди молодых отложений, в диапирах соленосного 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 [87, 125]. Возраст траппов, рвущих средний карбон и пермь (на севере), ограничивается временем накопления перекрывающих триасовых толщ германского типа (Тунис, впадина Тарфая) и датируется как перм-триас. Более поздние долеритовые силлы прорывают триасовые и даже раннеюрские (долейасовые) красцветы. Образования такого типа распространены во внутренних зонах складчатых герцинид, погруженных под прибрежные бассейны. Эти поздние внедрения вполне могут быть сопоставлены с поздне-триасовыми тафрогенными образованиями как Западной Сибири, так и Аппалачей.

Поле интрузивных траппов Таудени охватывает область тыльной платформенной рамы герцинид. Поздние разломы, нарушающие структурное единство поля Таудени, согласны или круто ориентированы к краю материка с его «кайма» герцинид. Разломы особенно многочисленны на юге, выходя на Леоно-Либерийский щит. Они несут сложные плутоны: габбро-перидотитовые (Калим), щелочные (Конакри), щелочно-ультраосновные и кимберлитовые трубки. Возраст этих проявлений конец триаса — начало юры (170—190 млн. лет) [43, 66]. Этап внедрения плутонов совпадает по времени с подобным этапом известным в Сибири и в поясе Аппалачи — Уошито.

Поле траппов Карру Южной Африки (серия Стормберг, лавы Дракенсберг), датируемых концом триаса — началом юры (190—151 млн. лет) [102, 105, 122], своим внешним краем сопрягается с приподнятыми структурами платформы (см. рис. 2, Ж — поле 5). Вдоль внутреннего края поле граничит на востоке и на западе с океанами, а на юге со складчатой системой Капид. Возраст складчатости в Капидах [66, 102] относят к среднему триасу. Капиды не имеют некоторых признаков ти-

личной геосинклинали (малая мощность толщ, отсутствие гранитоидов и метаморфизма). Однако едва ли можно сомневаться в отнесении этой зоны к многогеосинклинальной области. Краевой прогиб на юге бассейна Карру отсутствует*. Надвиги на платформу, известные на крайнем юго-западе Капид (округ Отдживаронго) [66], являются послетрапповыми, так как траппы затронуты ими. Таким образом, завершающая эпигеосинклинальная складчатость Капид не сопровождалась опрокидыванием орогена на платформу Африки; последняя имела позицию тыльной рамы. Надвиги совпали здесь с эпохой тафротеза.

Поле рэт-лейасовых траппов Карру протягивается на север вплоть до Юго-Восточной Танзании. На востоке траппы погружаются под юрские отложения Мозамбика (лавы вскрыты бурением) и, возможно, простираются далее на восток под водами пролива. Относительно проявления этой фазы магматизма на Мадагаскаре существуют менее очевидные данные. Известные в бассейне Сакоа (юго-запад Мадагаскара) пермские толщи пересекаются телами долеритов. Все их можно бы отнести к более поздней 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 [41]. Учитывая наличие значительного структурного несогласия в основании толщ Изало, эти факты можно объяснить только размывом ранее распространенной эффузивной долейасовой толщи**.

Таким образом, трапповое рэт-лейасовое поле южной Африки может быть рассмотрено как поле тыльной платформенной рамы позднегерцинской геосинклинали. Осевая часть геосинклинали располагалась к югу от Капид. Заворот системы к северо-западу в Атлантику подтверждается изгибом капских складок и распространением вдоль юго-западного края материка рэт-лейасовых эффузивных траппов. Можно также предполагать ответвление геосинклинали на северо-восток в Мозамбикский прогиб, обеспечившее здесь высокое содержание морских слоев в отложениях капской системы (при трансгрессиях с юга), в отложениях системы Карру и в более поздних толщах (при трансгрессиях с севера). Как и все другие

* В прошлом базальты перекрывали даже самые южные современные выходы системы Карру. Об этом однозначно свидетельствует метаморфизм углей в толще Молтено Капского бассейна. Угли регионально изменены здесь до полуантрацитов [41], что определяет мощность размыва чехла в 2—2,5 км [35, 38].

** Подобные скачки в стадиях регионального метаморфизма углей «до-трапповых» и «послетрапповых» толщ, разделенных значительным размывом, известны на Таймыре, в Тунгусской синеклизе, в Кузбассе, в Западной Сибири и т. д.

трапповые поля, рэт-лейасовый регионально развитый эффузивный плащ синеклизы Карру осложняется более поздними магматическими проявлениями вдоль системы ортогональных разломов. Это юрско-меловые основные и щелочно-основные вулканиды в грабене провинции Ньюанетси [66, 102, 105], щелочные лавы вдоль флексуры Лебомбо и материковой флексуры Мозамбика. Этому же этапу внедрений отвечают многочисленные в Южной Африке ультраосновные-щелочные комплексы и рои лампрофировых даек, кимберлитовых трубок, расположенные в виде узких полей вдоль крупных зон разломов [102].

Отметим, что вдоль линеаментов, параллельных Капским складкам и краям океана, более близких к геосинклинали, группируются преимущественно проявления карбонатитового магматизма, а вдоль более внутренних платформенных — 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.

Еще одно поле толентовых базальтов (см. рис. 2, Ж — поле 10), также относимых по возрасту к поздней юре — раннему мелу, существует на западе Центральной Африки, в районе Каоко (Ангола, Намибия) [124]. Продолжение этого поля можно предполагать под соленосными аптскими толщами прибрежных бассейнов Габона и Куанзы [116]. Поле может рассматриваться как внешний платформенный край провинции трапповых излияний следующей эпохи магматизма, связанной с другим циклом тектогенеза. Оно пространственно отделено от траппов Карру и тяготеет к регионам Гвинейского залива. Здесь вдольразломные дифференцированные вулканические проявления еще более молодые (мел-палеогеновые). Это комплексы системы грабенов Нигер-Бенуэ и вулканического линеамента Фернандо-По.

Арктика. Траппы мела — палеогена [101] известны в Гренландии, Шотландии, на архипелаге Шпицберген (Брито-Арктическая провинция). Можно включить в эту же систему северных материковых вулканических полей мел-палеогеновые траппы Верхоянья (тогда всю провинцию лучше называть просто Арктической).

Из всех указанных полей наиболее представительным является Верхоянское (см. рис. 2, А — поле 15), хотя оно образовано лишь мелкими изолированными пятнами (частью эродировано, частью перекрыто более молодыми толщами). Мел-палеогеновые траппы развиты в зонах, расположенных на восточном фланге Верхоянского антиклинория [12], в тылу его складок, направленных на Сибирскую платформу, где имеется краевой прогиб. Они перекрывают орогенные комплексы, сформированные позднекиммерийской складчатостью, и в этом

смысле имеют сходство с базальтовыми полями Западной Сибири. Вдоль разломов, круто ориентированных к складкам Верхоянья и к границе платформа — геосинклиналь, известны кимберлитовые проявления, тяготеющие к восточному склону Анабарской антеклизы и к Оленекскому поднятию. Разломы можно рассматривать как послетрапповые, пересекающие ороген и выходящие на фронтальную платформу. Молодые (послемеловые) магматические проявления на склонах Анабара, пространственно совпадающие с областью триасово-юрских кимберлитовых трубок Сибири, иногда ошибочно включаются в цикл триасового траппового магматизма.

Относительно трапповых полей Гренландии, Шотландии и Шпицбергена можно отметить лишь их налегание внешними краями на эпикаледонские платформы. Для всех этих полей (см. рис. 2, Б — поля 13, 14, 17, 18) характерно ограничение с внутренней стороны краями океанических впадин. Для Шотландии и Гренландии известны также секущие траппы более молодые (миоцен) [101] щелочные и щелочно-ультраосновные плутоны и вулканиты. Они группируются вдоль линеаментов, продольных и поперечных к периокеаническим зонам.

На Шпицбергене известны кроме мел-палеогеновых долеритов также и более молодые толеитовые плато-базальты, относящиеся к четвертичному времени.

Запад Северной Америки. Самые молодые на Земле олигоцен-миоценовые материковые платобазальты известны в Кордильерах Северной Америки. Это базальты плато Колумбия (см. рис. 2, Г — поле 16), которые перекрывают здесь эродированный эпиларамийский ороген [20]. Типичный краевой прогиб Кордильер с характерными надвигами развит на восточной платформенной раме. Трапповое поле располагается в тылу складчатых цепей. Здесь, по западному краю Северо-Американского материка (как и на востоке, в поясе Аппалачи — Уошито), известен только фронтальный фланг складчатого пояса. Океан занимает пространства тыльных тектонических форм. В плиоцен-четвертичное время, на этапе тафрогенеза поверх лав плато Колумбия сформировалась сеть разломов, согласных и круто секущих как геосинклинальное сооружение, так и границу океана. Вдоль поздних разломов группируются выходы поздних дифференцированных вулканитов и сложных плутонов щелочно-андезитового, щелочно-основного, основного и щелочно-ультраосновного типов.

Проведенное рассмотрение 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, а также на тыльных краях самих замкнувшихся геосинклинальных систем, достигая эвгеосинклиналей. Здесь трапповые

поля часто смыкаются в плане с выходами офиолитовых комплексов, вскрытых в эпоху предшествующего орогенеза (Западная Сибирь, Кордильеры).

2. Трапповые поля разных этапов становления в отдельных случаях накладываются одно на другое своими внешними, платформенными краями (юг Австралии, Шпицберген), либо своими внутренними краями (Антарктида — депрессия Росса). Поля разного возраста, осложняя тыльные рамы замкнувшихся систем геосинклинального пояса, могут разделяться системами (всегда — более поздними), еще не завершившими геосинклинальное развитие (Китай — Бирма — Восточный Индостан в мелу — палеогене; ранние альпиды Афганистана и Сулейман-Киртара — Западный Индостан в палеогене — неогене).

3. Трапповые поля в одних случаях «выстраиваются» в глобальные пояса вдоль периферии современных океанов (Африка, Южная Америка, Индостан, Австралия — см. рис. 2), а в других случаях совпадают либо с замкнувшимися геосинклинальными поясами (Западная Сибирь), либо с фланговыми зонами геосинклинальных поясов, еще сохранивших активность в своих внутренних зонах (Индокитай; Афганистан — Индостан).

4. Трапповые поля выявляют в плане зональность, связанную с наложенной ортогональной сетью разломов (согласных либо секущих простирающие поля), вдоль которой группируются послетолитовые дифференцированные щелочно-базитовые и ультрабазитовые проявления (одионые 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 орогене, создает тафрогенную систему сближенных горстов и грабенов (Западная Сибирь в конце триаса, «Провинция Бассейнов и Хребтов» Кордильер сейчас).

5. Вдоль простирающихся трапповых поясов наблюдается ступенчатая смена разновозрастных комплексов. Разновозрастные звенья трапповых поясов могут располагаться в пределах одного континента (см. рис. 2).

Рассмотрев в плане трапповые поля мезозоя и кайнозоя, можно сделать заключение об их соотношениях с краями океанических впадин. Рассмотрим рис. 3, на котором проводится сравнение всех молодых трапповых полей, в том числе примыкающих к океанам, с наиболее представительным трапповым полем Урала — Сибирской платформы, имеющим везде материковые ограничения (см. рис. 3, строка 1). В Урало-Сибирском регионе существуют две платформенные рамы — тыльная и фронтальная, между которыми расположена замкнутая в герцинском тектоническом этапе полициклическая па-

леозойская геосинклиналь. Сравнив эту комплексную мегаструктуру с областью Южно-Китайского траппового поля, мы обнаружим в последнем наличие тех же тыльных тектони-

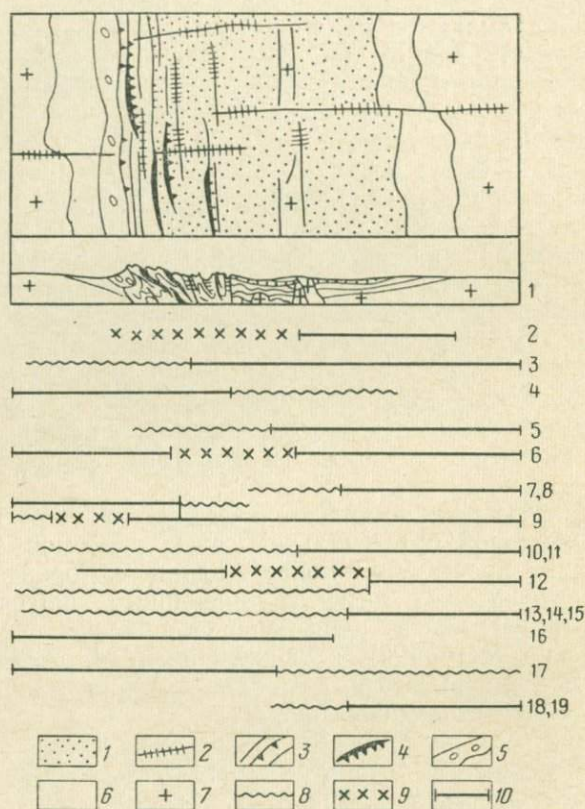


Рис. 3. Сравнение мезозойских и кайнозойских трапповых полей с Сибирским (схема). Трапповые поля разных регионов (номера справа): 1—Урало-Сибирское; 2—Южно-Китайской платформы; 3—Таудени; 4—Аппалачей и Уошито; 5—Карру; 6—Нижней гондваны Индостана, 7—8—запада Австралии, Тасмании; 9—Восточной (низ) и Западной (верх) Антарктиды; 10, 11—востока Южной Америки, басс. Гвинейского побережья Африки; 12—Декана (север—верх и юг—низ); 13, 14, 15—Гренландии, Шотландии, Шпицбергена; 16—Верхоянья; 17—Кордильер Северной Америки; 18, 19—Шпицбергена (2 фазы), юга Австралии.

1—7—сопряженные в пространстве структуры траппового поля Сибири (1—поле преобладающих толентовых траппов, 2—разломы, выводящие магму «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 тыльной и фронтальной рам, 7—выступы фундамента платформы); 8—10—знаки вдоль линий в нижней части рисунка (8—структуры, пространственно замещенные океаном; 9—перекрытые молодыми комплексами на материках; 10—полностью отсутствующие на материках)

ческих форм, которые существуют в Сибири. Однако вдоль фронта герцинских складок здесь расположена не платформенная рама, а область с более молодыми геосинклинальными сооружениями (см. рис. 3, строка 2). Сравнение Урало-Сибирской

мегаструктуры с областью траппового поля Таудени Западной Африки покажет, что в последнем случае на материке имеются лишь те тектонические формы, которые соответствуют тыльным структурам герцинид Сибири (см. рис. 3, строка 3). Пространства, где могли бы располагаться фронтальные формы, занято впадиной Атлантики.

Следует иметь в виду, что если бы мы захотели найти «недостающие» зоны герцинид Африки на противоположном берегу океана и решить возникшую проблему «исчезновения структур» способом перемещения материков, то в данном случае задача была бы решена вполне успешно. Действительно, на побережье Северной Америки присутствуют сходные по возрасту фронтальные структурные зоны герцинского складчатого сооружения Аппалачей (см. рис. 3, строка 4). Это обстоятельство, как известно, активно обсуждается сторонниками мобилистских реконструкций и является очень выразительным аргументом в пользу мобилизма. Однако, как в дальнейшем станет ясно, этот случай — единственный на земном шаре, где намечившуюся проблему восстановления «исчезнувших структур» можно бы разрешить таким образом.

Обратимся к позиции траппового поля Карру в Южной Африке и сравним его с комплексной мегаструктурой Урала — Сибири (см. рис. 3, строка 5). Обнаруживается сходство положения трапповых полей в тылу складчатых систем. Однако фронтальные структуры Африки, «недостающие» для полного совпадения (как и в случае с Таудени-Мавританидами), отсутствуют на материке. Их пространственную позицию здесь также 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 складчатого сооружения, недостающие у Капид. На всех материках, которые непосредственно причленяют к Африке во множестве реконструкций, трапповые комплексы, как показано выше и как можно увидеть из рис. 3 (строки 7, 8 и 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 (юрско-меловые в Южной Америке, Антарктиде, Австралии; мел-палеогеновые в 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 по-

зиция грабеновых траппов Аппалачей — Уошито, а также траппового поля Северо-Американских Кордильер (см. рис. 3, строки 4, 17).

Можно обнаружить и более сложные примеры сочленения в пространстве разновозрастных трапповых полей, где часть смежных структур также явно «уничтожена» впадинами океанов. Таково положение траппов Западной Антарктиды (см. рис. 3, строка 9). У миоценового траппового поля тыловые области на материке отсутствуют, тогда как молодой альпийский ороген на западе Антарктид пространственно совпадает с фронтальными областями киммерид.

Рассмотрение рис. 3 позволяет сделать дополнительный вывод, касающийся положения молодых трапповых полей в соседстве с океанами.

6. Зональность трапповых полей, выявляемая в плане, позволяет утверждать, что края океанов выступают как области, пространственно замещающие вкрест простирающиеся тыльные либо фронтальные зоны из типичного набора латерально сопряженных тектонических форм, принадлежащих эпигеосинклинальному складчатому сооружению и его платформенным рамам.

Полное развитие всех сопряженных форм обнаруживается лишь для внутриматериковых трапповых провинций. Попытки «восстановления» недостающих структур материковых окраин с помощью мобилистских реконструкций не дают положительного результата.

* *
*

В качестве общего заключения проведем сопоставление характерных черт положения в пространстве докембрийских и мезозойско-кайнозойских трапповых полей.

Как древние, так и молодые трапповые поля обнаруживают тенденцию располагаться по краям платформ своего времени, образуя подчас циркумплатформенные пояса. Платформы в таких случаях по всему ограничению вели себя в эти эпохи как тыльные рамы для смежных складчатых систем. На границах геосинклиналей с платформами краевые прогибы не возникали. В интервале 0,9—1,2 млрд. лет такова позиция для Сибирской, Северо-Американской, Восточно-Европейской платформ (см. рис. 1, Г—Е). Такова роль Африканской платформы в ранне-позднегерцинском (на западе и юге) и киммерийском (на западе) этапах фанерозоя (см. рис. 2, Ж). Трапповые поля Индостанской платформы фиксировали тыльные рамы геосинклиналей в герцинском цикле — на севере, в киммерийском цикле — на востоке, в раннеальпийском — на западе.

Возможно, что для циркумплатформенных трапповых поясов докембрия, как и для молодых, существовала некоторая

асинхронность в становлении их отдельных звеньев на протяжении древних «трапповых мегаэтапов». Эту асинхронность пока трудно уловить в связи с меньшей точностью датировок по докембрию.

Отметим также, что платформы, которые проявляли себя как тыльные в один временной интервал, могли выступить в другие времена в качестве фронтальных стабильных рам. Это явно выражено для Северо-Американской платформы. В гренильском этапе она представляла тыл для более южной геосинклинали, однако значительно позже, в герцинском цикле, играла роль фронтальной рамы для складчатой страны Аппалачей.

Относительно развивающегося геосинклинального пояса его платформенные рамы могут таким образом как бы взаимно меняться ролями с течением времени. Так, западная часть Сибирской платформы в байкальском цикле была фронтом складчатой страны (краевые прогибы в приенисейско-прибайкальской полосе), а в герцинском этапе оказалась тылом для складчатого сооружения Урала—Западной Сибири. В это время фронтальной платформой для складок Урала выступила Русская платформа.

Глава III

ТРАППЫ (ПЛАТО-БАЗАЛЬТЫ) В РАЗРЕЗАХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ И В РЯДАХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Приуроченность траппового магматизма к моментам завершения тектоно-магматических циклов на платформах неоднократно отмечалась в литературе. Впервые эту проблему поставил Д. И. Мушкетов в 1935 г. Ю. М. Шейнманн [80], Ю. Г. Старицкий [63], В. Е. Хаин [72] отмечали это обстоятельство для молодых траппов. Е. С. Кутейников и В. Л. Масайтис [28, 40] распространили это представление на докембрийские траппы Сибирской платформы. 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 [23]. Он пришел к выводу, что крупные структурные перестройки платформенных блоков с длительными эпохами поднятий и эрозии предшествуют платформенным базальтовым излияниям.

Широко распространенное представление об изменениях тектонических планов платформ в эпохи траппового магматизма часто трактуют как своеобразное явление «платформенной тектоно-магматической активизации». Активизацию представляют в виде аркогенных или глыбовых поднятий, накопления грубо-

обломочных толщ и затем — мощной эрозией, вслед 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; представление о поднятиях платформ в эпохи магматизма — 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 представлением «амфиклиза», введенным М. В. Муратовым [46] 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 concentрическими границами более древних платформенных серий.

Платформы, охваченные трапповым и сопутствующим магматизмом, принято называть подвижными, в отличие от устойчивых, хотя допускается, что эти признаки могут взаимозаменяться со временем [72]. В. Е. Хаин, опираясь на мнение Ю. М. Шейнманна [80], указывает, что эпоха проявления траппов «примерно совпадает с основной эпохой поднятий в смежных геосинклиналях» и что «периоды возрастания подвижности (активизации) платформ совпадают с орогенными периодами геосинклинальных поясов». Он же [72, с. 254] высказывает и дополнительное заключение «нередко в пространстве трапповый магматизм сливается с заключительным базальтовым магматизмом геосинклиналей». Поскольку заключительный базальтовый магматизм включается В. Е. Хаином либо в собственно орогенную (четвертую), либо в тафрогенную (пятую) стадии геосинклинального цикла, позиция платформенных траппов в соотношении со стадиями этого цикла заслуживает уточнения.

Существуют, однако, представления о полной автономии траппового магматизма платформ, не связанного с развитием смежных геосинклиналей. Такая точка зрения имеет объективную аргументацию. Так Ю. Г. Старицкий [63], 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 — Деканское в Индостане, Гренландское, Паранское в Южной Америке, как уже говорилось, 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 [43]. В таких случаях логично допустить, что траппы в краях материков — лишь «выплески» на континенты тех базальтовых эффузий, которые охватили Землю на ее специфическом этапе талассогенеза в мезозое — кайнозое [4, 43, 60]. Тогда траппы в краях материков, как «хвосты» океанических базальтовых полей, могут пронизывать и перекрывать любые структурные формы. Предшествующая история континентальных окраин в этом случае никак не связана с последующим «базальтовым потоком», вызванным 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 случайно наведенными извне, автономными. Тогда они генетически не связаны с предшествующим длительным прогибанием областей, вызванным мощными погружениями в смежных геосинклиналях. Если же так называемая тектоно-магматическая активизация платформы представляет собой закономерный акт в более общей последовательности повторяющихся событий, тогда взаимная зависимость явлений, происходящих на платформе и в смежной геосинклинали, окажется более очевидной.

Итак, нашей задачей является выяснить, занимает ли трапповый комплекс закономерную позицию в вертикальном ряду геологических формаций платформенного края, примыкающего к геосинклинали в любом цикле геотектонического развития Земли. В данной главе будут вновь рассмотрены разновозрастные трапповые комплексы материков для выяснения типичных наборов осадочных толщ, вмещающих траппы. Главное внимание будет уделено характеристике дотрапповых (подстилающих) и послетрапповых (перекрывающих) серий. Будут также выявлены главные фазы структурной перестройки блоков, несущих трапповые поля. По возможности будут отмечаться послетрапповые структурные формы и заполняющие их образования,

свидетельствующие об изменении платформой с течением времени позиции тыла на позицию фронта по отношению к прилегающей геосинклинали в разных геотектонических этапах.

Далеко не все необходимые признаки можно выявить для каждого из трапповых комплексов. Для молодых трапповых полей, как уже говорилось, их соседство с океанами часто нарушает прежние пространственные связи структур континентов с окружающими зонами. Поэтому нами сначала проведен анализ вертикальных рядов платформенных толщ докембрия, вмещающих траппы. Поскольку материалы по ним также обрывочны — толщи имеют останцовое распространение — мы прослеживали в наборах осадочных толщ их изменения по простиранию.

Наметив типичный вертикальный формационный ряд и установив тенденцию смены формационных рядов по латерали (фациальные изменения в синхронных толщах), нам удалось эмпирически выявить наиболее распространенный вертикально-латеральный формационный набор, естественным и необходимым членом которого является вулканоплутонический трапповый комплекс.

Установление тектонотипического сообщества пространственно сопряженных геологических формаций, вмещающих траппы докембрия и мезозоя — кайнозоя, очень важно. Все элементы такого необходимого формационного сообщества, ответственного за появление траппов, можно реставрировать даже если они в дальнейшем оказались частично утерянными (например, части областей перекрывались молодыми структурами либо «оборваны» сейчас краями молодых океанов). С установлением тектонотипического сообщества формаций у нас появляется возможность восстанавливать недостающие детали прежних геотектонических сооружений по их сохранившимся руинам.

ТРАППЫ ДОКЕМБРИЯ В РАЗРЕЗАХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ

Общее совпадение эпох внедрения докембрийских траппов с этапами завершения складчатости или метаморфического омоложения смежных с платформами складчатых систем установлено выше. Поскольку радиометрические датировки предполагают разброс цифр в интервале 50—100 млн. лет, анализ вертикального разреза толщ, а также крупных несогласий может дать дополнительные данные о стадийности геологических явлений, предшествующих и сопутствующих трапповому магматизму.

Краткая характеристика платформенных образований, вмещающих траппы, дается для регионов, рассмотренных выше (см. рис. 1). Некоторые дополнительные черты строения разрезов можно проследить на рис. 4. На этой обобщающей схеме приведены сводные колонки крупных последовательных ком-

плексов горных пород, нарушенных интрузивными и иногда 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 (см. рис. 4, кол. 1). Наиболее древний — Бушвельдский плутон базитов, дифференцированных в камере (1,95 млрд. лет), внедрен в Трансваальскую систему одноименного массива. В направлении к северу и к западу от центра Трансваальского массива в нижней части терригенно-карбонатной платформенной толщи появляются зоны барьерных рифов в шельфовых карбонатах, что обусловлено приближением толщи к складчатой структуре Лимпопо [71, 102], 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 платформенный массив к югу наступали морские трансгрессии. Внедрение траппового плутона (в провесах кровли сохранились останцы лав) [33] последовало после накопления обломочной свиты Претория, сформированной за счет сноса с поднявшихся гор в северной геосинклинали. 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 Франсвилль (1,8—1,7 млрд. лет) перекрывают платформенные толщи, которые нарастают в мощности за счет карбонатных прослоев и увеличивают степень метаморфизма на запад, в направлении к складчатой системе Огоуэ пояса Конголид. Эпоха структурной перестройки и мощной эрозии последовала здесь после трапповых излияний. Складки в западном поясе, опрокинутые на восток, характеризуют напряжения более поздней эпохи тектогенеза. Они возникли в конце докембрия [66], когда платформа на западе выступила в роли фронтальной рамы позднедокембрийских геосинклиналей.

Траппы Машоналенд (1,7 млрд. лет) рвут систему Умкондо на востоке Родезийского массива — аналог серии Фронтьер Мозамбикского складчатого пояса [71]. 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 позд-

него докембрия. На рубеже докембрия — палеозоя восточная часть платформы Африки (как и западная) явилась фронтальной рамой для примыкавших циркумплатформенных геосинклиналей. В эту эпоху проявилось, как известно, «панафриканское омоложение» [66, 102].

Южно-Американская платформа (см. рис. 4, кол. 2). Чехол формации Рораима Гвианского щита, вмещающий траппы, пред-

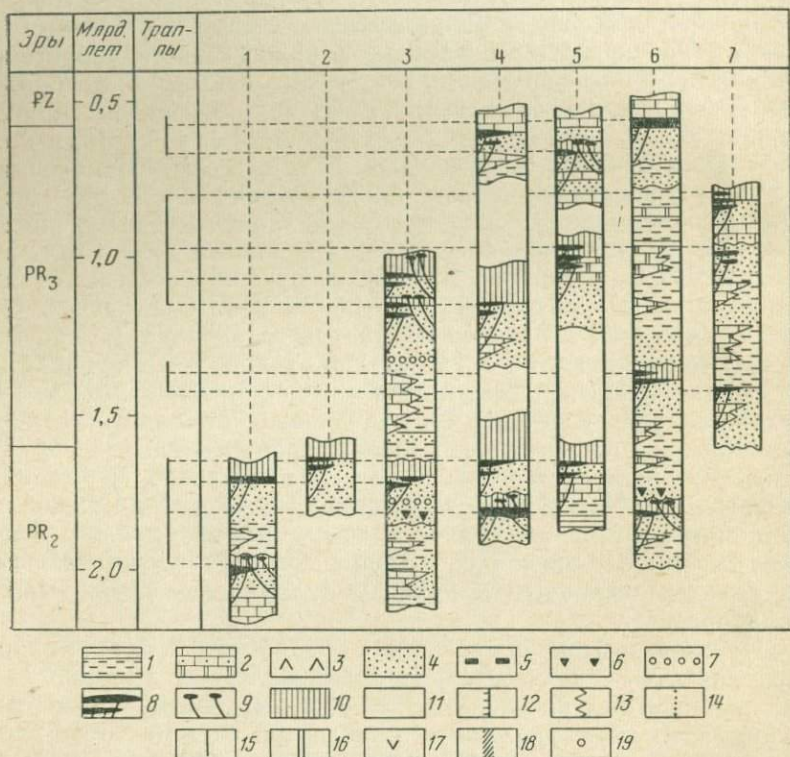


Рис. 4. Сводные схематизированные стратиграфические колонки (1—7) осадочных толщ докембрия, вмещающих траппы и дифференцированные базальты.

1 — Южная Африка (Бувшельд, Машоналенд); 2 — Южная Америка (Рораима); 3 — Северная Америка (Гурон-Анимики, Гардар, Туле); 4 — Европа (ятулий, суйсарий, вепсий иотий и салминская серия Вольни); 5 — Сибирская платформа (тейская серия, мукунская и биллянская толщи и их аналоги, Юдомо-Майский район — условно); 6 — Австралия (Кимберли, Арнемленд, Виктория); 7 — Индостан (Куддапах, Карнуль, Чаттисал и их аналоги).

Условные обозначения к рис. 4 и 9: 1—7 — толщи или формации (1 — терригенные морские или прибрежно-морские, сланцевые, 2 — карбонатные, 3 — соленосные, 4 — континентальные, обломочные, 5 — угленосные, в том числе параличские, 6 — ледниковые и тилитроподобные, 7 — континентальные, грубообломочные); 8 — траппы эффузивные и интрузивные; 9 — дифференцированные базит-ультрабазитовые магматиты; 10 — стратиграфические перерывы; 11 — разделение формаций, относящихся к разным областям региона; 12—16 — стадии развития перикратонных бассейнов в геотектонических циклах в соответствии со стадийностью развития смежных геосинклиналей (12 — стадия начального погружения в геосинклиналиях, 13 — стадия складчатости и становления орогена, 14 — стадия накопления флишoidов и моласс, 15 — стадия тафрогенеза, 16 — стадия становления чехла молодой плиты); 17—19 — проявления магматизма (17 — толентовые базальты, 18 — дифференцированные базиты и ультрабазиты, 19 — плутоны щелочных базитов стадии структурной перестройки)

ставлен двумя толщами, из которых нижняя — Канайма — слагается сланцами с прослоями яшм, а верхняя — Гуайкинима — песчаниками и конгломератами. Последняя является синорогенной по отношению к замыканию более северной Карибской геосинклинали [129]. Траппы возникли на платформе после накопления грубообломочных толщ, вслед за складчатостью и метаморфизмом в самых поздних геосинклинальных трогах с возрастом 1,7—1,6 млрд. лет [67, 71].

Австралийская платформа (см. рис. 4, кол. 6). 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 [8]. После эпохи магматизма последовала фаза поднятий и внедрения кимберлитов. Возрастные аналоги траппов известны в синеклизе Карпентария, где перекрывают толщи плиты поверх фундамента с возрастом 1,88—1,79 млрд. лет [10, 127]. 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 на массиве Кимберли, на плитах Стерт и Арнемленд. Они возникли в конце этапа накопления терригенных чехлов системы Карпентарий, в фазу замыкания геосинклиналей 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) [8]. Эти толщи рвутся и перекрываются 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.

Русская (Восточно-Европейская) платформа (см. рис. 4, кол. 4). 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 посткинематическую активизацию в интервале 2,0—1,8 млрд. лет [48] 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 [48, 83]. Ранний, преимущественно базитовый комплекс сумия возможно отвечает финальным магматитам ребольской фазы складчатости. Молассовый, с андезитами и липаритами сориолий отражает эпоху повторного 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) — на мощность около 2 км [83]. Ятулийские образования, перекрытые и пронизанные траппами и суйсарскими ультраосновными магматитами, имеют своими возрастными аналогами геосинклинальные образования свекофеннид более западных территорий. Свекофенниды, окончательно замкнувшиеся в интервале 1,8—1,65 млрд. лет (молодые датировки относятся к посткинematическим гранитам-рапакиви) [7], испытывали полициклическую консолидацию. По отношению к ним 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 имеют останцовое распространение. Образования вепсия состоят из терригенно-осадочных пачек, включающих известные шокшинские песчаники и, в свою очередь, рвутся траппами с возрастом 1,65 млрд. лет [83]. Карельский блок продолжал играть роль тыльной платформенной рамы свекофеннид. Эта вторая для Карелии фаза докембрийских трапповых внедрений коррелируется с поздними 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. Вещественные комплексы, фиксирующие эту переработку, представлены повторно-орогенными образованиями.

ми субиотния — порфиридами 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 залегает с размывом и представлена песчаниками, часто кварцитовидными, 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 [146]. Толщи субиотния и иотния южной Скандинавии сопоставляются с сериями Омель 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—гиперитов. Момент их внедрения (1,1—0,9 млрд. лет) совпадает с охарактеризованной третьей фазой траппового магматизма на обширных площадях Балтийского щита.

Нетрудно видеть, что соотношения комплексов ятулия-суйсария с подстилающими сумийско-сориолийскими образованиями в Карелии оказываются аналогичными соотношениям иотния с подстилающим субиотнием в южной Скандинавии. Как говорилось, доятулийское развитие Карельского блока в начале среднего протерозоя определялось его положением перед фронтом самых ранних замыкавшихся систем свекофеннид (селецкая 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 (гренвильском) этапе свекофенниды, омоложенные в готскую эпоху (кратонизированные, по А. А. Богданову) [7], 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 раз-

мывом песчаниками воынской серии с туфами и базальтовыми лавами в кровле, достигающими 150 м. Возраст этой фазы трапповых проявлений, четвертой для севера Европы, датируется в 0,58 млрд. лет и падает на границу венда и кембрия [72] — на конец байкальского тектонического этапа. Лавы с незначительным несогласием кроются карбонатными толщами — ламинарными нижнего кембрия.

В 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 Альне в окрестностях грабена Осло, их возраст 0,562 млрд. лет. Поскольку этот регион не испытал повторного орогенеза и омоложения в венде (подобного готскому омоложению), можно думать, что он продолжал играть роль тыла для байкальских геосинклиналей, развивавшихся южнее. Базальтовые поля венда — кембрия, возможно, существуют на севере Европы, переработанные геосинклинальным режимом в палеозое.

Роль тыла для примыкавших геосинклиналей в гренвильском и в байкальском 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 рвутся долеритами (1,2—1,1 млрд. лет) и перекрываются 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 [70].

Индостанская платформа (см. рис. 4, кол. 7). Древние траппы известны в толще Куддапах на востоке материка. Она сложена сланцами и кварцитами с прослоями карбонатов на востоке. С востока, из области современных Восточных Гат, наступали в рифее на платформу морские трансгрессии. Верхние грубообломочные члены толщи Куддапах формировались также при сносе с востока, с горной страны, возникшей к этому времени [127]. Эти грубообломочные серии содержат долериты с 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 (возможна и более древняя фаза внедрений, совпавшая с омоложением 1,4 млрд. лет). Перекрывающая траппы толща Карнуль залегает с размывом, последовавшим после эпохи траппового магматизма. Она имеет в основании алма-

зоносные конгломераты, что свидетельствует о проявлениях кимберлитового магматизма, предшествующего тектонической перестройке.

Аналоги толщи Карнуль — серии Чаттисгар, Биджавар, Гвалюр располагаются в более северных территориях, близ зон сатпурской складчатости [94]. Они содержат карбонаты 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, предшествующих размыву [121].

Сибирская платформа (см. рис. 4, кол. 5). Силлы и дайки метабазитов (около 1,65 млрд. лет) в тейской серии Енисейского крыжа рвут ее верхние грубообломочные горизонты. Сама серия синхронна более западным геосинклинальным формациям енисейского комплекса крыжа. Этот комплекс испытал складчатость и метаморфизм высоких ступеней в эпоху 1,8—1,7 млрд. лет, вслед за которой 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 [17].

Базиты, рвущие терригенно-карбонатные мукунскую и билляхскую серии на западном склоне Анабарской антеклизы (1,1 млрд. лет) [28, 40], 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 востока Анабарской антеклизы. Толща перекрыта с заметным эрозийным несогласием (глубина размыва в Уджинском поднятии устанавливается до 1 км) мотской свитой венда. Геосинклинальные аналоги толщ, прорванных траппами, предполагаются в комплексе основания складчатых сооружений Верхоянья.

К той же, либо к несколько более молодой фазе внедрений относят базиты в уйской и майской свитах Юдомо-Майского района [28]. Толщи сильно размыты, так что их верхние слои неизвестны. Они представляют собой аналоги более восточных геосинклинальных комплексов Сеттэ-Дабана. После эпохи траппового магматизма здесь устанавливается фаза кимберлитовых внедрений, предшествующих тектонической перестройке. Возраст траппов — условный (по датировкам доэрозийных ультрабазитов) и определяется в 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 прианбарские территории испытывали устойчивые поднятия и разрывы; тенденция к погружениям проявилась лишь в венде. Западная и южная периферии платформы выступили в это время в качестве явных форландов обрамлявших байкалик. В краевых зонах платформенной рамы на юге и юго-западе Сибирской платформы возникли краевые прогибы.

Северо-Американская платформа (см. рис. 4, кол. 3). Многофазность становления докембрийских трапповых провинций очевидна и в Северной Америке. Ранняя фаза внедрений (1,8 млрд. лет) представлена базальтовыми лавами, известными в серии Анимики — слабо складчатом аналоге платформенных слоев верхнего гурона, перекрывающего архейский щит*. Лавы появляются в верхних частях разреза терригенно-карбонатных пород. Эти верхние горизонты слагаются грубообломочными породами (тиллиты Говганда). Серия Анимики является северной частью Пенокийского складчатого комплекса, испытывавшего стабилизацию гудзонского возраста (1,8—1,75 млрд. лет) [21]. Долеритовые дайки, датированные 1,840 млрд. лет известны также на южном фланге догудзонского кратона в Юго-Западной Гренландии [87].

Вторая фаза трапповых внедрений проявилась в Лабрадорском трого. Он примыкает с запада к складчатой геосинклинальной провинции Нейн, испытавшей замыкание в «мазатцальском» (готском) интервале — 1,45—1,35 млрд. лет [21]. Траппы Лабрадорского трого внедрены в толщу сланцев, аркозов и конгломератов, перекрывающую среднепротерозойское складчатое основание. Эта толща одновозрастна раннерифейским складчатым комплексам провинций 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 Лаб-

* В настоящее время стали известны лавы траппового типа в самом основании платформенных толщ гурона [199]. Возможно, они относятся к самым ранним из известных на Земле трапповым излияниям.

радорского трога обусловлена позднейшими дислокациями, так как плутоны габбро затронуты ею).

Готская тектоно-магматическая эпоха вдоль южного края платформы проявилась мощными процессами метаморфического омоложения. Здесь отсутствуют и плитные чехлы и трапповые проявления этого возраста. Платформенная рама выступила фронтом для тех активных геосинклиналей, которые видимо существовали южнее, но были затем перекрыты более молодыми складчатыми сооружениями. В этом отношении имеется определенная аналогия с южным фасом Восточно-Европейского крата, 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. Вдоль южного края платформы к этой эпохе относятся траппы, рвуши 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 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 возрастом $1,180 \pm 37$ млрд. лет [87].

Базальтовые лавы и долериты близкого возраста известны в среднерифейских платформенных толщах запада и севера 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, везде подверглись размыву. Они перекрыты, как правило, образованиями самых верхов рифея — вендом, иногда — непосредственно кембрийскими слоями ближе к центральноплатформенным зонам [20].

Платформенная область близ складчатой системы Каролинид на севере Гренландии содержит траппы той же фазы внедрений [101]. 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 среднего рифея, возникшие в эпоху погружений будущих Каролинид. Они представлены сланцами и пачками карбонатов. Траппы перекрыли верхние молассоиды и являются типичными платформенными магматитами, возникшими в посторогенную эпоху на тыльной платформенной раме геосинклинали.

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 в ее аналогах, известные по восточному флангу Кордильер. Этому моменту внедрений отвечают также плутоны габбро с возрастом 0,535 млрд. лет [20], имеющиеся в шовном прогибе Вичита по северному краю Аппалачского геосинклинального пояса. Известны также массивы с возрастом 0,565 млрд. лет [107], сложенные щелочно-ультраосновными комплексами, в провинции Ниписсинг — оз. Верхнее (Маниту, Айрон и др.).

Приведенные данные позволяют установить, что в байкальском тектоно-магматическом этапе по крайней мере южный и западный фланги Северо-Американской платформы сохраняли свое положение тыльных рам геосинклиналей, унаследованное от гренвильской эпохи. Сами же пространства, охваченные в конце рифея активными геосинклинальными процессами и трапповым магматизмом в тылу замкнувшихся систем, затем оказались вновь втянутыми в экспансивно распространившиеся 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 (если они присутствуют).

2. В плитных чехлах докембрийских платформенных блоков нарастают мощности всех, а особенно морских толщ в направлении краев кратонов своего времени (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 в стадию орогенеза. Сейчас они часто представлены лишь эродированными и радиометрически 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 дайки — подводящие каналы прежних эффузивных плащей, — распространены обычно еще шире, чем плитные чехлы, вмещающие апикальные части магматической формации. Корни траппов труднее подвергаются эрозии, поэтому поля развития долеритовых даек устойчиво фиксируют первичные границы трапповой провинции, хотя на ее периферии дайки рассекают не чехол (он размыт), но только фундамент.

4. Толща, перекрывающая траппы (если она не эродирована), редко залегает согласно, в этих случаях она представлена лагунными либо морскими слоями (см. рис. 4, колонки 4, 6). 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 три трапповый покров, способна полностью запечатать центростремительно замкнувшуюся геосинклиналь полициклического развития. Область при этом испытывает опускания под уровень моря, лавы кроются 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 рекурентно-орогенный этап, выступающая 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 молассоиды наложенных впадин.

Учитывая выводы о позиции докембрийских траппов в пространстве и в разрезах осадочных толщ, можно сформулировать

обобщающее заключение, которое будет использовано в дальнейшем.

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, расширяясь 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 вулканомолассоидными комплексами рекурентных орогенов (квазикратонов).

ТРАППЫ МЕЗОЗОЯ И КАИНОЗОЯ В РЯДАХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ФОРМАЦИЙ

Формационное расчленение осадочных толщ, вмещающих молодые траппы, можно вести более уверенно, чем расчленение толщ докембрия. Геологическими формациями, в соответствии с разработками Н. С. Шатского [79] и Н. П. Хераскова [75], мы называем парагенетические сообщества горных пород, которые фиксируют своим вещественным составом одновременно палеогеографическую и палеотектоническую обстановку в регионе. Вертикальные формационные ряды несут исчерпывающую историко-геологическую информацию о режимах развития областей.

Одновозрастные формации смежных платформ и геосинклиналей естественно группируются в вертикально-латеральные формационные комплексы (ряды, группы, семейства, наборы) геологических формаций. Сравнение сходных формационных групп часто осложняется наложением климатических особенностей накопления на вещество пород (климатический фон формаций, по терминологии В. М. Цейслера) [77]. Наиболее стабильно прослеживаются те сходные черты формационных наборов, которые определяются собственно тектоникой. Тектонические движения субстрата — его погружения либо поднятия — ведут к изменениям мегарельефа, главного элемента палеогеографии, определяющей накопление геологических тел при любом климате.

При рассмотрении формационных рядов, вмещающих траппы мезозоя и кайнозоя, важно устанавливать положение формаций, отражающих региональные опускания либо поднятия крупных взаимно сопряженных областей. Это позволит снять

«климатическую ретушь» и выявить единичный (элементарный) формационный набор, обусловленный собственно тектоникой и содержащий траппы одной фазы становления. Масштабной единицей для ограничения элементарного формационного набора (ряда) служит геосинклинальный цикл фанерозоя.

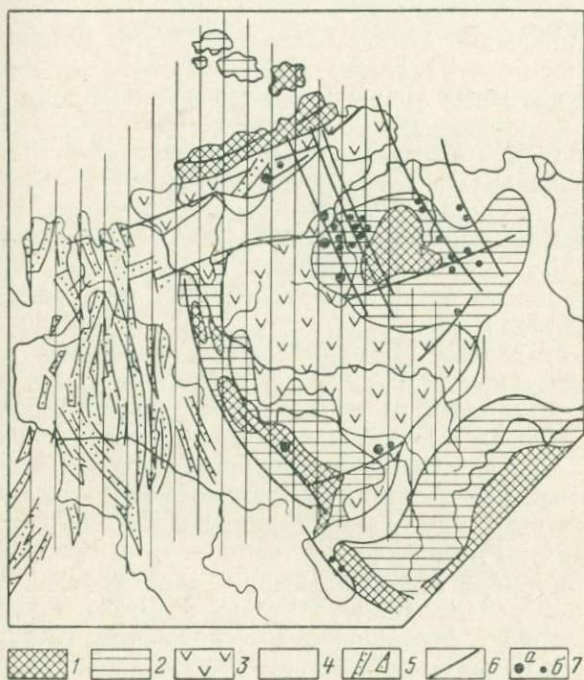


Рис. 5. Схема распространения осадочных и вулканогенных комплексов Приенисейской Сибири. Вертикальная штриховка — область распространения траппов в раннем триасе (наложена на все поля).

1 — выступы докембрийского фундамента; 2 — выходы отложений палеозоя на платформе; 3 — выходы эффузивных траппов, в том числе в складчатых структурах Таймыра; 4 — мезозойско-кайнозойские отложения на Сибирской платформе и палеозойские отложения в Западной Сибири; 5 — тафрогенные грабены с вулканитами и молассоидами в Западной Сибири; 6 — послетрапповые разломы на Сибирской платформе; 7 — проявления магматизма (а — щелочно-ультраосновного — карбонатитового, б — кимберлитового).

Возникающие одновременно в разных областях или надстраивающие друг друга по вертикали разновозрастные элементарные формационные ряды можно представить как некие «законченные фразы» в геологической летописи.

Сравнительный анализ места мезозойских и кайнозойских траппов в формационных рядах будет проведен последовательно, от самых древних комплексов разных материков к молодым. Основой для сравнения послужит наиболее изученный и наиболее информативный трапповый комплекс Урала—Сибири.

Сибирская провинция. Трапповая провинция Сибири, как уже говорилось, полностью расположена в пределах материка. Все геологические явления, предшествующие и сопутствующие появлению траппов на поверхности, хорошо документируются [35, 38].

Поле траппов охватывает западную часть Сибирской платформы, Таймыр и Западную Сибирь (рис. 5). Распределение мощностей наземных траппов в восточной половине провинции (от 500 м на юго-востоке Тунгусской синеклизы до 3000 м на северо-западном Таймыре) выявляет общую для платформы и Таймыра зональность с северо-северо-восточным простираанием линий равных мощностей. Палеомощности траппов обнаруживают сходную зональность, что подтверждается региональным метаморфизмом углей подстилающей продуктивной толщи [38]. Внутри останцовых полей Западной Сибири мощности базальтов превышают 1000 м [3].

Анализ осадочных формаций запада Сибирской платформы и Западной Сибири [35] показывает, что в палеозое приенисейский край платформы развивался как плоский перикратонный мегапрогиб (краевая неогражденная синеклиза), сопрягавшийся на западе с краевой зоной геосинклинального пояса полициклического замыкания. Толщи, соответствующие этапу начальных геосинклинальных прогибаний герцинского тектонического этапа, представлены на платформе терригенно-карбонатной красноцветной формацией девона. Максимальная морская трансгрессия на платформу с запада отмечена в самом конце девона. В раннем карбоне формировалась сероцветная терригенно-карбонатная формация с признаками (вдоль запада региона) отдаленно вулканогенной. Она соответствует эпохе обособления геоантиклинальных островных поднятий в геосинклинали Урала—Западной Сибири. В среднем — позднем карбоне и перми на платформе накапливается угленосная формация, содержащая в основании (на крайнем западе и в кровле) морские карбонатные прослои. Ее накопление отвечает этапу разрастания геоантиклиналей, метаморфизма, а также этапу начального формирования складчатой структуры и «выворачивания» остаточных геосинклинальных прогибов.

В конце перми, непосредственно перед эпохой траппового магматизма, Урало-Сибирская геосинклинали была полностью охвачена складчатостью в пределах герцинских прогибов и претерпела общий орогенез. Преобладающая вергентность складчатых структур имела западное направление. В конце пермского периода орогенные поднятия, сложенные складчатыми комплексами докембрия и палеозоя, были уже сильно эродированы, межгорные и периферические впадины заполнились молассами. Молассы продолжали накапливаться в Предуралье, где перед

фронтом складок существовал краевой прогиб, продолжавший свое развитие и в триасе [55].

Аналогом орогенных формаций в перикратонной области Сибирской платформы явилась пермская, наиболее грубообломочная часть угленосной толщи Тунгусского бассейна. Угленосная толща представлена плоской и сравнительно маломощной (до 1,5 км) осадочной линзой с увеличением мощностей на западе. Она распространена на платформе наиболее широко по сравне-

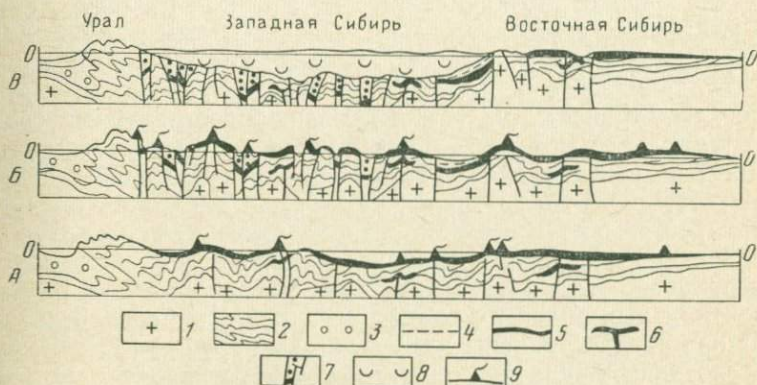


Рис. 6. Схематические палеотектонические профили с элементами палеогеографии для Урало-Сибирского региона (северные площади).

А — ранний триас (единое поле базальтов, на эродированном эпигерцинском орогене Западной Сибири — с возможно пятнистым распространением); *Б* — конец раннего — поздний триас (блоковые дислокации, обособление грабенов и горстов тафрогена Западной Сибири, щелочно-базальтоидный и ультраосновной вулканизм на платформе); *В* — современная эпоха (молодая платформа Западной Сибири, эродированный тафроген под чехлом плиты).

1 — фундамент; 2–7 — формации (2 — карбонатные, аспидные и флишевые, 3 — молассовые в краевом прогибе, 4 — карбонатно-терригенная красноцветная, 5 — эффузивные траппы, 6 — интрузивные траппы, 7 — молассиды в тафрогенных грабенах); 8 — среднеюрско-кайнозойский комплекс Западно-Сибирской плиты; 9 — вулканы

нию со всеми подстилающими формациями герцинского яруса чехла.

Асимметричное строение Урало-Сибирского орогенного эпигерцинского сооружения подчеркнуто наличием на его западном платформенном фланге краевого прогиба. Тыл орогена и примыкающая тыльная Сибирская платформа были перекрыты в конце перми — начале триаса мощным трапповым чехлом (рис. 6, *А*). Этот трапповый чехол формировался в условиях медленных опусканий. На севере левобережья Енисея базальты кроются лагунными, выше морскими осадками. Грандиозный базальтовый покров, перекрывший размытый ороген Урала — Западной Сибири, а также примыкавший с востока край платформы, структурно объединил два крупных мегаблока, развивавшихся до этого различно. Тунгусское поле платформенных траппов представляет собой верхний горизонт герцинского яруса формаций тыльной платформы. Базальты в пределах Урало-

Сибирского орогена отражают проявления финального магматизма [82] герцинского этапа.

Во второй половине триаса (продолжаясь до начала юры) наступила новая стадия поднятий Урало-Сибирского орогена, перекрытого плащом базальтов (пермско-триасовые базальты туринской серии). Эта стадия совпала с образованием разломов, с проявлениями базальт-липаритового вулканизма на бортах обособившихся горстов и грабенов. Грабены стали заполняться молассоидами, иногда имея в основании мелководноморские прослои (челябинская серия среднего триаса — лейаса). На платформе в это время продолжается более дифференцированный базитовый магматизм, возникают центральные и щитовые вулканические постройки (см. рис. 6, В). Мощности вулканических пород, надстраивающих регионально распространенный трапповый щит, достигают нескольких километров (дельканская, маймечинская свита Маймеча-Котуйского водораздела). Этап завершается щелочно-ультраосновным плутонизмом, интрузивы группируются вдоль взаимно ортогональных разломов. Ближе к границе платформа — геосинклиналь чаще внедряются плутоны центрального типа с карбонатитами. На продолжении разломов в центральных областях платформы, близ Анабарской антеклизы шире распространены кимберлитовые трубки [39]. Фаза самых поздних магматических внедрений совпадает с моментом смены знака вертикальных движений платформенного блока. Начиная с юрского времени трапповый щит стал подвергаться размыву (см. рис. 6, В).

Таким образом, намечается следующая последовательность тектонических и магматических событий в Сибири на заключительной стадии герцинского геотектонического этапа.

1. Складчатость и внедрение поздних гранитоидов в геосинклинали Урала—Сибири (вторая половина карбона — ранняя пермь).

2. Позднеорогенное развитие геосинклинального складчатого сооружения (поздняя пермь).

3. Финальный магматизм в замкнувшейся геосинклинали и синхронный ему трапповый магматизм тыльной Сибирской платформы (конец поздней перми — ранний триас).

4. Тафрогенез в пределах складчатого сооружения — образование структуры грабенов и горстов и контрастный базальт-липаритовый магматизм. Проявление базит-ультрабазитового магматизма с щелочным уклоном в послетрапповых разломах платформы (вторая половина триаса — самое начало юры). В это же время в восточных областях Западной Сибири, в зонах, не втянутых в тафрогенные поднятия, накапливаются ранние слои эпигерцинской молодой плиты, перекрывая здесь базальты.

5. Обращение эпигеосинклинального тафрогенного сооружения Западной Сибири в молодую платформу. Поверх размытых

горстов и заполненных молассоидами грабенів распространяется (расширяясь с востока) сплошной чехол плиты. На смежной Сибирской платформе происходит сводовое воздымание. Возникает Енисейско-Хатангский прогиб, отделивший блоковую структуру Таймыра, созданную дислокациями, синхронными тафрогенезу (конец ранней юры — антропоген).

Момент траппового магматизма платформы и финального магматизма в пределах эпигерцинского орогена, создавший единый базальтовый щит (вероятно, не сплошной в Западной Сибири), совпал с общими погружениями в регионе. Погружения можно оценить как конечное оседание — финальное обрушение орогена. На востоке Западной Сибири базальтовый плащ был перекрыт лагунно-морскими (средний триас), а затем морскими (юра) толщами. 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 вначале подводную воздымавшуюся систему горстов и грабенів, по своей морфологии, масштабам и структуре вполне сравнимую с современными океаническими хребтами*. Поздние фазы воздыманий привели к абсолютным поднятиям и эрозии тафрогена. Затем последовало вторичное обрушение горстово-грабеновой системы с постепенным ее перекрытием чехлом молодой плиты (см. рис. 6).

Итак, сложный структурный комплекс Урала—Сибири, состоящий из ряда сопряженных по вертикали и латерали геологических формаций платформы и геосинклинали, к концу герцинского тектонического этапа был перекрыт базальтовым пологом. Палеогеографическая обстановка в регионе была сходна по морфологическим признакам рельефа с обстановкой океанского дна, но только на более высоком гипсометрическом уровне. Действительно, здесь существовал обширный базальтовый плащ, частью погруженный ниже уровня моря и осложненный поднятием с горстово-грабеновой системой. Такая обстановка сохранялась короткое время, охватывающее вторую половину триаса.

Прежде чем перейти к сравнению траппового сооружения Сибири с прочими молодыми трапповыми провинциями Земли, отметим его дополнительные черты, касающиеся строения догерцинского комплекса региона (рис. 7, А).

Девонско-триасовый ярус чехла Сибирской платформы, отвечающий осадконакоплению в герцинском этапе развития Земли, залегает с размывом на более древнем ярусе платформен-

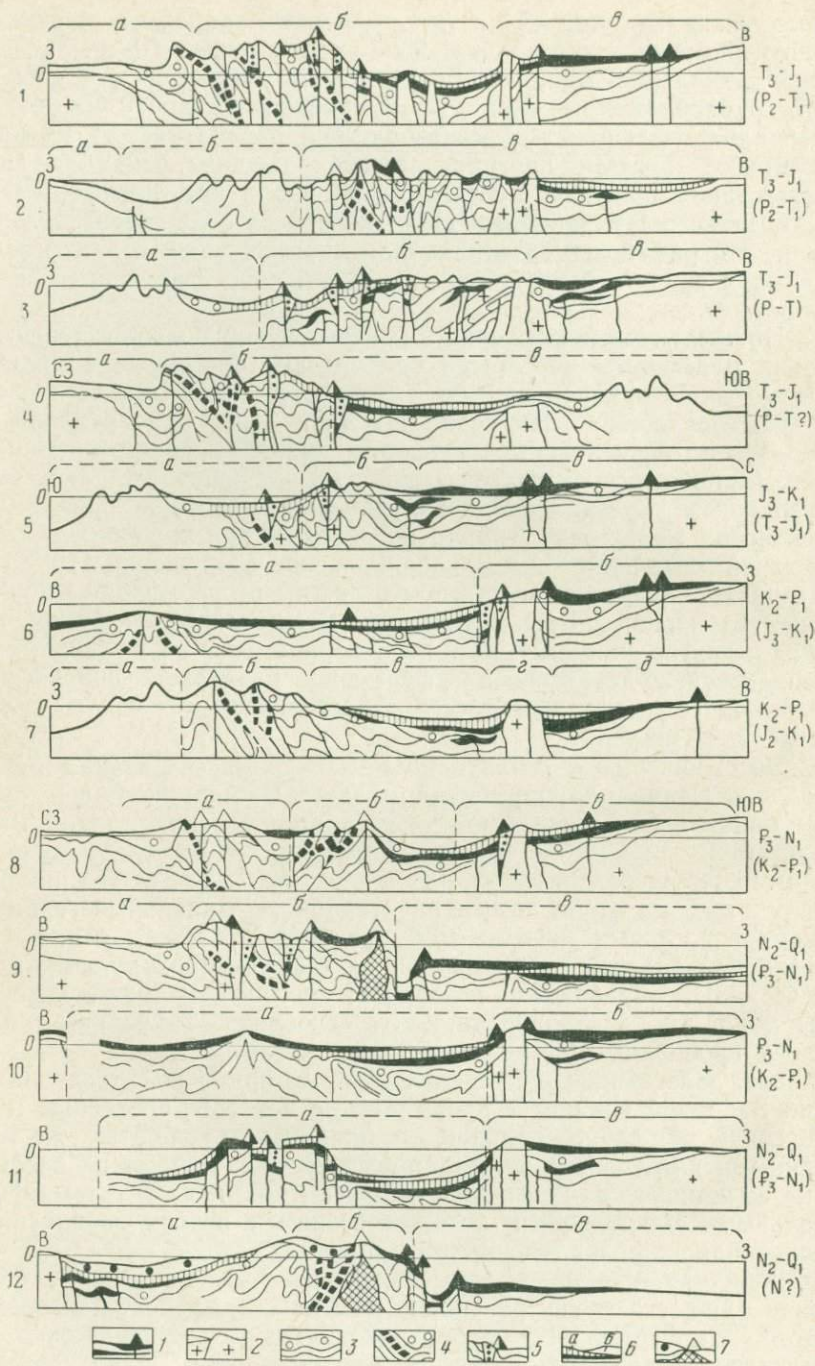
* Асимметрия триасового тафрогена — системы горстов и грабенів, примыкавших на западе к Уральским горам и материковым областям Русской платформы — позволяет сравнить его с Восточно-Тихоокеанским поднятием, прилегающим к Кордильерам Северной Америки.

ного чехла. 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 орогенеза байкалид. Большинство исследователей рассматривают их как комплексы краевых прогибов ранних и поздних байкалид. Полосы таких прогибов протягиваются вдоль юга платформы в Присаянье и Прибайкалье. Наличие краевых прогибов показывает, что рифейские геосинклинали, примыкавшие к платформе с юга и запада, были обращены к ней своим фронтом, как к форланду.

Нижнепалеозойские серии в приенисейской и южной краевых зонах платформы перекрыли байкальские орогенные комплексы, а также причленившиеся к платформе байкальские складчатые сооружения. Эти серии формировались одновременно с развитием обрамлявших платформу каледонских геосинклиналей. Складчатость и орогенез в последних сопровождался образованием краевых позднесилурийских и повторно-орогенных девонских молассовых впадин поверх уже примкнувших к стабильной раме ранне- и позднебайкальских сооружений [16, 33]. Девонские орогенные комплексы известны по периферии Сибирской стабильной глыбы 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 в 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 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 повторно-орогенные молассоиды или серии «наложенных впадин», не являются уже типичными платформенными траппами. В то же время их наземные вулканические комплексы образуют общие поля с теми финальными магматитами, которые возникли поверх герцинских консолидированных геосинклиналиных трогов.

Западная Африка. Траппы синеклизы Таудени (рис. 8, профиль 3) залегают внутри сильно размытого рифейско-палеозойского платформенного чехла, накопившегося одновременно с развитием Мавритано-Атласской геосинклинали. Чехол содер-



жит песчаниковые пачки верхнего кембрия — ордовика, отражающие каледонские дислокации в геосинклинали. Эти слои кроются с несогласием толщами верхнего силура — девона с граптолитами, песчаниками, известняками. Глинисто-карбонатные образования верхнего девона — карбона в платформенном чехле соответствуют фазе раннегерцинских прогибов в геосинклинали. Выше лежащий континентальный красноцветный верхний карбон отражает фазу дислокаций и поднятий в активной западной зоне. Верхние горизонты сохранившегося от последующего размыва осадочного чехла платформы прорваны пермско-триасовыми траппами [66].

После внедрения траппов (их лавовые фации известны в горах Атласа) произошло дробление складчатого сооружения с образованием системы грабенов, частью погруженных сейчас под чехол мезозойских впадин. Вдоль разломов проникли сернидаек, щелочно-ультрабазитовые плутоны. Дайки секут лагунно-континентальные соленосные толщи триаса — начала юры, которые выполняют грабены и распространяются на их борты. Образование разломов соответствует этапу тафрогенеза. Вслед за поднятием и размывом горстов тафрогена происходит его обрушение с образованием прибрежных впадин современной Атлантики, перекрытых эпигерцинским чехлом мезозоя — кайнозоя. На севере Алжира пермо-триасовые траппы, накапливаясь на фоне погружений, перекрываются карбонатными толщами триаса.

Рис. 8. Схематические принципиальные профили сопряженных геосинклинально-платформенных формационных комплексов, вмещающих траппы и финальные базиты мезозоя и кайнозоя.

Все профили ориентированы однотипно, так, что справа расположен тыл, слева фронт складчатого сооружения. Профили построены на момент времени с максимальным развитием базитового мегапокрова. Индекс справа — возраст для главного поля толеитов (внизу) и надстраивающих базитов (вверху). Равновозрастные и различно ориентированные мегапокровы одного региона показаны дважды на разных профилях. Палеогеография (палеорельеф) на указанное время в пределах современных океанов, а также вещественные комплексы под базальтами их дна показаны предположительно (пунктир над профилем).

Профили (а-д) — тектонические или географические наименования базитовых провинций разных регионов): 1 — (а — Русская плита, б — Урал — Западная Сибирь, в — Сибирская платформа); 2 — (а — Индостан, б — альпийская геосинклиналь Бирмы, в — Индокитай и Южный Китай); 3 — (а — восток Центральной Атлантики, б — Мавританиды, в — Таунсенд); 4 — (а — плита Мидконтинент Северной Америки, б — Аппалачи, в — запад Центральной Атлантики); 5 — (а — юго-запад Индийского океана, б — Капиды, в — Карру); 6 — (а — Южная Атлантика, б — синеклиза Парана); 7 — (а — юг Пацифика, б — Антарктиды, в — депрессия Росса — Уэддела, г — Трансантарктический хребет, д — плита Восточной Антарктиды, Феррар); 8 — (а — хребты ранних альпид Афганистана, б — позднеальпийская геосинклиналь Пакистана, в — Западная Индия, Деккан); 9 — (а — Великие Равнины Северной Америки, б — Кордильеры, в — северо-восток Пацифика); 10 — (а — Северная Атлантика, б — Гренландия); 11 — (а — Исландия, б — Гренландия); 12 — (а — депрессия Росса — Уэддела, б — Антарктиды, в — юг Пацифика).

1 — базитовые мегапокровы (толщи толеитовых лав и интрузивы, вулканические постройки щелочных базитов и ультрабазитов); 2 — кристаллический фундамент; 3 — чехол платформы, включающий аналоги моласс соседнего орогена (в том числе в краевых прогибах); 4 — складчатые геосинклинальные толщи (с офiolитами) и прогибы с молассами; 5 — тафрогенные грабены и вулканические постройки из дифференцированных (до контрастных серий) базитов; 6 — толщи плиты (а — ранние плитные слои, синхронные тафрогенезу, б — общий покров молодой плиты); 7 — молассовые впадины повторного орогенеза и постройки субсеквентных (базальт-андезитовых и др.) магматитов (орогенных и повторно-орогенных), в том числе краевых вулканических поясов

Собственно герцинский геосинклинальный комплекс известен сейчас только на крайнем северо-западе Африки, однако прежнее его существование в глубоко эродированных Мавританидах (см. рис. 8, профиль 3) представляется вполне вероятным. Возможно, герцинские геосинклинальные серии сохранились под чехлом Сенегальского бассейна [71]. 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) [66]. Отсутствие краевых прогибов и трапповый магматизм показывают, что в герцинском тектоническом этапе запад Африканской платформы играл роль тыла геосинклинали.

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 рифей-раннепалеозойским геотектоническим этапам. Имеются здесь также и послетрапповые толщи эпигерцинской плиты. Однако в Африке отсутствуют аналоги фронтальных сооружений, известные в типичном и полном формационном наборе Урала—Сибири.

Аппалачи — Уошито. В Северной Америке триасово-юрские базиты в грабенах герцинских складчатых сооружений залегают внутри тафrogenных грубообломочных молассондных формаций Нью-Арк и Игл-Милс [104]. Их появление отражает этап блокового дробления консолидированных сооружений (см. рис. 8, профиль 4).

Сравнивая области Предуралья и равнин Мидконтинента Америки, можно обнаружить 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 Прааппалачей. Так что Северо-Американская платформа сохраняла свою роль фронта (форланда) с накоплением краевых моласс (обломочные клинья Кинга, мигрирующие в пространстве) [20] на протяжении каледонского и герцинского этапов развития смежной геосинклинали.

На материке отсутствуют тыльные тектонические формы герцинид. Как уже говорилось, последовав принципам мобилизма и «сомкнув» Северо-Американский и Африканский материка,

мы бы обнаружили желаемое сочленение тыла и фронта для герцинских Мавританид Африки и Аппалачей. Однако, как это ясно из анализа формаций в разрезе, мы привели бы в прямое соприкосновение два фронта каледонид разных континентов.

Южно-Китайская платформа. Траппы залегают внутри карбонатных толщ палеозоя — раннего триаса, широко распространенных вдоль западного платформенного края близ геосинклиналей Бирмы—Индокитая. Краевой прогиб здесь отсутствует. Базальтовые лавы Эймешань фиксируют тыльную позицию Южно-Китайской платформы по отношению к герцинидам Сикан-Юннания. Лавы изливались в мелководных условиях на шельфе. Долериты прорывают карбонаты перми, эффузивы кроются карбонатами триаса [51]. Пермско-триасовые базальтовые серии распространены не только на платформе, но и поверх консолидированных герцинид (см. рис. 7, 3 и рис. 8, профиль 2). В середине триаса их поля дробятся разломами с оформлением шовных прогибов, продолжавших развитие в киммерийском геотектоническом этапе [44]. Эпоха обособления шовных прогибов совпадает с импульсом постгерцинского тафрогенеза в других синхронных складчатых сооружениях (Сибирь, Аппалачи). Здесь 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 [47].

Север Индостана. Траппы позднего палеозоя — раннего мезозоя (пермско-триасовые?) известны в зоне Гималаев Тибета. Эта область является активизированной частью платформы. Здесь, в районе Кашмира, гондванские тиллиты верхов палеозоя соответствуют синорогенному герцинскому геократическому режиму на тыльной платформе Индостана (толщи широко распространены на платформе и не оформлены в краевой прогиб). Лавы, рвушие и перекрывающие чехол, содержат в своих верхних горизонтах прослой карбонатов [54]. Вышележащий триас сланцево-карбонатный, его накопление отражает новую мощную эпоху погружений в более северной геосинклинали (сходная обстановка отмечена в Южно-Китайском блоке после излияния постгерцинских базальтов).

Траппы позднего триаса — юры

Южная Африка. Область, известная как синеклиза Карру, примыкает на юге к Капской геосинклинали полициклического развития. Нижняя Капская система на краю платформы сложена в основании сериями Столовой Горы — кварцито-песчаниками и пачками аргиллитов (рис. 9, кол. 2). Она датируется верхним силуром — девоном [102]. В ее средней части имеются горизонты тиллитов, наиболее грубообломочные на западе. Они образо-

ваны вследствие ледового переноса из-за пределов современного материка. В обломках и валунах известны граниты, кварциты, диабазы, сланцы, черные яшмы. Можно предполагать наличие в то время в пределах нынешней Атлантики островных (?) поднятий, соответствующих в геотектонической периодизации кордильерам каледонид. Серию Столовой Горы можно рассмотреть как синорогенную каледонскую молассу на платформе.

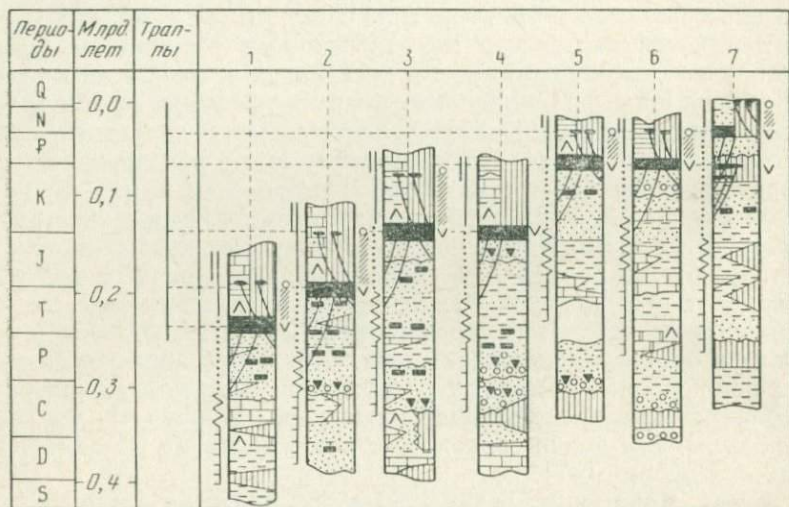


Рис. 9. Сводные схематизированные стратиграфические колонки (1—7) геологических формаций фанерозоя, вмещающих траппы и дифференцированные базальты.

1 — Урало-Сибирская провинция; 2 — Южная Африка (Карру); 3 — Южная Америка; 4 — Восточная Антарктида; 5 — Индостан (Декал); 6 — Гренландия; 7 — Шпицберген и, включенные условно нижние базальты Исландии. Условные обозначения см. на рис. 4

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 прогибов (см. рис. 7, Д).

За накоплением Капской системы последовала фаза складчатости в геосинклинали [66], соответствующая раннегерцинским дислокациям (см. рис. 8, профиль 5). 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. Собственно континентальной толщей, отвечающей главной складчатости и орогенезу в Капдах, явилась красноватая песчаниковая толща Бофорт, достигающая на юге мощности 3 км. Толща распространена очень широко, как и нижележащие слои системы Карру, и 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 и долеритов в общем совпадает с областью развития осадочной системы Карру, а на западе и северо-западе даже выходит за ее пределы. Наличие мощных рэт-лейасовых базальтов во флектуре Лебомбо, перекрывающих здесь мощные слои палеозоя, дает основание предположить заворот 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 в отдельных случаях приводят к образованию послетрапповых надвигов на платформу (округ Отдживаронго на юго-западе материка) [66]. Тот же импульс дислокаций обеспечивал начало фазы обрушений по вертикальным разломам всех южных частей эпигеосинклинального складчатого сооружения.

Сравнение позиции траппов Карру с положением траппов Урала — Сибири выявляет сходство всех тыльных тектонических форм и формационных наборов (см. рис. 7, Д). Обнаруживается отсутствие в Африке фронтальных областей в прошлом цельного структурно-формационного сооружения (предполагается их обрушение в океан).

Траппы поздней юры — мела

Антарктида. Наиболее четко положение траппов данной фазы внедрений устанавливается в ряду формаций Восточно-Антарктической платформы [86]. Регионально развитые толщи серии Бикон перекрывают позднебайкальские сооружения и начинаются песчано-сланцевым и карбонатным девоном (см. рис. 9, кол. 4). Его мощные геосинклинальные аналоги присутствуют в горах Пенсакола и Элсуэрт Западной Антарктиды. Интенсивный снос на платформу в это время — с запада.

Верхние части группы Бикон — своеобразные грубообломочные слои неясного генезиса, лахарового либо ледникового. Их возраст датируют ранней — средней юрой (вмещают обломки вулканитов с возрастом 179 ± 10 млн. лет). С накоплением этих толщ связывают орогенез в более западной геосинклинали и активный снос обломков в сторону платформы.

Траппы Феррар изливаются в посторогенную эпоху, их датировки относятся к средней-поздней юре — раннему мелу [111]. Долериты этой эпохи известны не только на платформе, но и в пределах замкнувшегося геосинклинального пояса (см. рис. 7, Е и рис. 8, профиль 7), где их позиция сходна с позицией базитов Западной Сибири. Импульс базальтового магматизма охватил и еще более западные территории, где совпал с эпохой диффе-

ренцированных прогибаний в области будущих ларамийских Антарктанд (Антарктический полуостров) [86].

Восток Индостана. Появление траппов соответствует в этом регионе концу эпохи накопления серий «нижней гондваны». Внизу это тиллиты Талчир (верхи карбона — нижняя пермь), отражающие фазы герцинского орогенеза геосинклиналей, прилегающих к платформе с севера и востока. Финальные траппы герцинского этапа не проявились на востоке Индостана (тыльной платформой относительно геосинклиналей Индокитая явилась тогда Южно-Китайская). Пермско-триасовые слои на платформе представлены толщами Ранигандж и Панчет, главным образом песчаниковыми [73]. Их мощность резко нарастает на восток, где известны разрезы до 3—4 км под кайнозойем альпийских прогибов. Раннекиммерийский (индосинийский) тектогенез выразился на платформе поднятием и несогласием на рубеже триаса и юры.

Финалом развития позднегерцинско-раннекиммерийского краевого перикратонного опускания платформы явились мощные трещинные излияния базальтов поздней юры — мела [112]. Их сплошное поле известно сейчас лишь на северо-востоке Индостана (Раджмахал). Позднее, в среднем мелу последовало дробление платформы и оформление грабенов с дайками слюдистых перидотитов. Блоковая тектоника, отвечающая тафрогенезу, сопровождалась разрывом обособившихся поднятий. Нижнегондванские отложения сохранились только в грабенах.

Базиты и ультрабазиты, позже вскрытые в офиолитовых швах прилегающих с востока альпид Бирмы, возникли в эпоху траппового и послетраппового магматизма, охватившего восточную часть платформенного Индостана. Они были деформированы и частью протрудированы в более высокие структурные этажи в эпоху кайнозойских дислокаций. Как известно, альпийские складки Аракан-Иома имеют западную вергентность. Перед ними на восточном краю платформы Индостана возник краевой прогиб. К концу альпийского цикла платформенный Индостан выступил как форланд альпид.

Южная Америка (Паранский бассейн). Траппы в восточных синеклизах платформы относятся по возрасту к поздней юре — раннему мелу [88]. Бассейны востока материка в эпохи палеозойского осадконакопления были сопряжены с теми областями в пределах нынешней Атлантики, которые устойчиво погружались. Эти активные погружения обеспечивали наступание с востока морских трансгрессий в девоне и раннем карбоне (сланцы, пачки карбонатов). Позже, в конце карбона, в эпоху накопления гондванских тиллитов, со стороны нынешней Атлантики ледники выносили обломки с подвергавшихся экзарации выступов суши, вмещающих гранито-гнейсы (см. рис. 9, кол. 3). В это время к востоку от платформы существовала невысокая суша со

сложным рельефом. Затем, опять же с востока, на Южно-Американскую платформу вновь распространилась обширная пермская трансгрессия. Она отражает фазу мощных опусканий в восточных бассейнах [36, 37], характерную для всех раннекимерийских геосинклиналей Земли. Триасово-юрские эоловые песчаники Ботукату соответствуют эпохе поднятий в областях к востоку от нынешнего материка. Их можно считать синорогенными толщами платформы, примыкавшей к предполагаемым в современной Атлантике палеозойско-раннемезозойским (кимерийским) геосинклиналям. Затем наступает эпоха платформенного магматизма. Платформа выступает в качестве тыльной рамы предполагаемых геосинклиналей.

При сравнении траппов Паранского бассейна (см. рис. 8, профиль 6) с тектонотипической Урало-Сибирской провинцией мы обнаруживаем в первом наличие лишь платформенной части от всей группы тыльных структурно-формационных наборов комплексного платформенно-геосинклинального сооружения (см. рис. 7, Г). Грабеновые структуры, близкие к тафрогенным (Сержипе-Алагояс 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 рассмотреть как зоны молодой плиты (сходные с Западной Сибирью). Опускания покрытых лавами областей за материковым склоном начались уже в мелу, с неокома — в лагунных фациях, с альба — в морских [88]. Активные подвижки вдоль бортов грабенов прекратились к началу палеогена.

Побережье Гвинейского залива Африки. В Анголе и Намибии базальтовые поля позднеюрско-раннемелового возраста перекрывают докембрийские складчатые сооружения. Они пересекаются более поздними разломными зонами северо-восточного простирания с карбонатитовыми и кимберлитовыми внедрениями [123]. Дайковые поля долеритов той же эпохи магматизма широко распространены вдоль всего побережья Гвинейского залива [116]. Значительно севернее, в прибрежной полосе между городами Монровия и Конакри поле долеритов этого возраста накладывается на южное окончание более древнего траппового поля (впадин Таудени и Восточно-Гвинейской). Приатлантическая полоса юрско-меловых траппов на юге материка также сочленяется и пространственно совмещается с более древним трапповым полем. Здесь, в Южной Африке появляются триасово-юрские траппы Каррусского цикла (см. рис. 2).

Трапповые провинции северо-запада (Таудени) и юга (Карру) Африки имеют по краю материка складчатые сооружения, которые обеспечили появление траппов. Совершенно иное положение траппов в провинции Гвинейского побережья. Эта полоса может быть сравнима лишь с удаленными платформенными

ми областями тыльной рамы предполагаемого более западного складчатого сооружения (раннекиммерийского, судя по возрасту лав). Остатки размытого фанерозойского платформенного чехла, который перекрывал докембрийские комплексы задолго до внедрения долеритов, вскрываются глубокими скважинами на шельфе (кварциты и сланцы с девонскими спорами) [116]. Большинство скважин вскрывает базальты, синхронные долеритам побережья и относимые уже к океанскому ложу. Под них структурно погружаются древние платформенные осадочные серии.

Мел-палеогеновые разломные базиты (грабен Бенуэ) отражают эпоху оформления прибрежных (синтафрогенных?) грабенов. Последние заполняются красноцветами в неокOME и накапливают соли на рубеже апта — альба [116]. Регионально развитые морские толщи, запечатывающие грабены и залегающие с разрывом поверх горстов, появляются в конце мела и затем формируются в третичное время. К рубежу мела — палеогена закончились главные послетрапповые базитовые внедрения, а также блоковые деформации.

Если, последовав мобилизму, «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 юга Южной Америки сомкнулись бы с более древней триасово-юрской провинцией синеклизы Карру.

Запад Австралии и Тасмания. Траппы в западно-австралийских бассейнах Карнавон (Перт) и Каннинг прорывают мощные толщи палеозоя и мезозоя. Они могут быть представлены в качестве траппов тыльного перикратона, сопряженного в пространстве с предполагаемыми более западными киммеридами. В бассейне Каннинг также имеются базитовые внедрения, рвущие верхнеюрские песчаники. Это щелочные лампрофиры.

Толейтовые базальты Тасмании, прорывающие слои пермско-триасовых впадин, наложенных поверх каледонид, в общем совпадают по возрасту с тем же импульсом трапповых внедрений. Их датировки падают на вторую половину юры (160—165 млн. лет) [10]. Поскольку лавы на западе Австралии поднимаются в нижний мел вплоть до апта [111], вся эпоха траппового магматизма может быть датирована как позднеюрско-меловая.

Послетрапповые блоковые дислокации известны в Тасмании, а также на юге и западе Австралии. Движения продолжались вплоть до конца мела. Этим подвижкам обязаны своим происхождением трогии вдоль побережья Австралии — Эллисон, Роб-Пенола.

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 цоколе в центральных зонах материка, переходят по его периферии на область каледонид, испытавших складчатость во второй половине силура. В течение девона и раннем карбоне на каледонидах были сформированы повторно-орогенные впадины, заполненные красноцветными вулкано-молассондными сериями [101]. Сходная обстановка установилась в то время и в областях Британско-Скандинавских каледонид, а также на Шпицбергене [74].

Такие образования в других областях Земли, например в Алтае-Саянской стране, являются отражением активного развития смежных герцинских геосинклиналей.

Карбонатно-сланцевые пермские образования в Гренландии и в Северной Европе перекрыты обломочными красноцветными триасовыми сериями, отражающими грабеновую обстановку накопления [43, 74]. Эпоха триасово-раннеюрского грабенообразования выразительно проявилась также в оформлении узких депрессий на восточном побережье Гренландии [43], а также в пределах стабилизированных областей Северного моря, в области Ла-Манша. Эта эпоха блоковых дислокаций отвечает эпигерцинским тафрогенным тектоническим проявлениям поверх областей более ранней консолидации. Такие области, известные на востоке и на западе океана, окружали по периферии предполагаемые нами герцинские сооружения, существовавшие в центре нынешней Атлантики.

Наличие девонских повторных орогенов, а затем — позднепалеозойских наложенных впадин поверх каледонид периферии Атлантики показывает, что эти зоны в каледонском и в герцинском этапах развития Земли выступали в роли фронтальных рам для более внутренних активных геосинклиналей Атлантического пояса.

Повторно-орогенные толщи и толщи наложенных впадин и в Гренландии и на Шпицбергене перекрыты мощными юрскими сланцево-карбонатными отложениями регионального распространения, которые плащеобразно запечатали структуры активизированных каледонид [74]. Эти отложения можно представить как плитные — платформенные серии. Возможно, они сопрягались с юрскими глубоководными отложениями геосинклинального типа в центре Атлантики. Диастрофизм, совпадающий с невадской геотектонической фазой (вторая половина юры — ранний мел), выразился внутри этих серий стратиграфическим несогласием в первой половине мела. Апт-альбское осадконакопление началось с трансгрессии. Верхнемеловые толщи на побережье

Гренландии терригенные, в верхах — песчаниковые. На Шпицбергене они практически отсутствуют [74]. Позднемеловая эпоха поднятий может быть рассмотрена как синхронная невадскому орогенезу. Она завершилась проявлениями финального траппового магматизма в пределах Гренландии, Шпицбергена и Британских островов (см. рис. 9, кол. 6, 7). Стабилизированные периаатлантические регионы выступили в эту эпоху финального магматизма в качестве тыльных рам для предполагаемых невадид, вероятно, замкнувшихся к этому времени в центре современных пространств Атлантики (см. рис. 8, профиль 10).

После фазы преобладающего толеитового вулканизма все северные периаатлантические области были охвачены образованием разломов, внедрением поздних дайковых серий и сложных дифференцированных базитовых плутонов. Соотношение последних с позднегерцическими толщами на побережье Гренландии позволяет датировать фазу внедрений как рубеж олигоцена — миоцена [74]. Дислокации соответствуют эпохе образования магматического комплекса «надстраивающих» базитов (эпиневадский тафrogenез). Блоковые дислокации этого времени отчетливо проявились на западе Шпицбергена. Здесь ими были затронуты долериты и осадочные серии палеогена, вовлеченные в надвиги с восточной вергентностью [91].

Сравнение траппов Брито-Арктической провинции (см. рис. 7, Б) с Урало-Сибирскими показывает сходство как восточных, так и западных периаатлантических областей с базитами тектонотипического региона, известными в Западной Сибири и в Кузбассе. 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 наложенновпадинных образований уже не являются типичными платформенными траппами. Вместе с тем они представляют собой классические плато-базальты материков, неоднократно рассмотренные в литературе. В связи с этим кажется правильным такой тип структурной позиции плато-базальтов выделить особо, и, соответственно, назвать их «траппами восточно-гренландского типа»*.

Верхоянье. Базальтовый магматизм позднего мела — палеоцена [12] проявлен в тылу складок Верхоянской системы. Складчатые комплексы опрокинуты на запад, в сторону фронтальной Сибирской платформы, где известен Предверхоянский краевой прогиб. Базиты распространены в бассейне р. Яны (Янский комплекс), а также в пределах Селенняхского антиклинно-

* Траппам восточно-гренландского типа отвечают триасовые базиты поверх байкальско-каледонских структур и наложенных впадин Западной Сибири, а также докембрийские траппы в чехле ятулия, покрывающие повторно-орогенный сориолий и траппы ютния поверх субютния.

рия. Магматические образования представлены интрузивами и эффузивами базитового ряда с дифференциатами до трахиандезитов. Характерная черта толщи эффузивов (мощностью до 700 м) — практически горизонтальное залегание на размытой поверхности складчатых толщ. Последние были деформированы в юрское — раннемеловое время, а затем регионально пронизаны гранитоидами. Дайки долеритов, пластовые тела габбро-диабазов, а также сложные вулканогенные комплексы различной последовательности становления секутся роями наиболее поздних даек мончикитов; их возраст приходится на палеоген [12]. В олигоцене, с продолжением в неогене и вплоть до настоящего времени происходит процесс грабенообразования поверх консолидированной области, испытавший проявления финального базальтового магматизма. Этот процесс привел к становлению Момской системы грабенов [13]. Последняя может быть рассмотрена как тафрогенная система.

Область проявления посторогенных базитов и эпиверхоанский тафроген можно сравнить с зонами Зауралья тектонотипического Урало-Сибирского региона. Базитовые проявления здесь не отвечают типичным платформенным траппам. Они являются аналогами лишь тех частей финальных базальтовых провинций, которые соответствуют собственно посторогенным лавовым и интрузивным полям. Это те самые комплексы, которые представляют истинный финальный магматизм (в понимании Штилле) и возникли непосредственно поверх области завершенной эпигеосинклинальной складчатости.

Запад Индостана. Плато-базальты на западе Индостана перекрывают толщи Синдско-Пенджабского перикратонного платформенного прогиба [8, 73, 117], обращенного к геосинклинали Афганистана и Пакистана. В прогибе известны вендско-кембрийские соленосные толщи, ледниковые серии карбона — перми, пермские морские слои (трансгрессии с севера и запада). Юрские континентальные, в верхнем отделе мелководные образования отражают дислокации и поднятия, происходившие на территориях ранних альпид Афганистана. Регрессия на рубеже юры — мела отвечает главному раннеальпийскому диастрофизму. Лагунно-континентальные серии апта перекрыты траппами верхнего мела — эоцена (см. рис. 9, кол. 5). Разломы с внедрением щелочных базитов (линеament Нармада — Сон и др.) формировались вплоть до миоцена. Позже последовали тектоническая перестройка, поднятия и размыв платформенных лав. Часть базальтового поля к западу от полуострова была обрушена в океан.

Становление платформенных лав произошло одновременно с образованием раннегеосинклинального базитового комплекса, который известен в складчатых структурах Белуджистана и Сулейман-Киртара [98]. Есть основания считать, что в эпоху мел-палеогеновых эффузий территории этих будущих складчатых

сооружений являли собой ложе глубоководного бассейна, при-
мыкавшего на западе к раннеальпийским (невадийским) склад-
чатым цепям Афганистана (см. рис. 7, Ж и рис. 8, профиль 8).
Лавы этого бассейна вместе с лавами более восточных плат-
форменных областей создавали единый плащеобразный покров
[117]. Развитие более молодой геосинклинали в пределах Паки-
стана завершилось образованием складчатой структуры с
деформированными базитами мела и палеоцена. Они вскрыва-
ются сейчас в офиолитовых швах. Складчатый комплекс был
опрокинут на Индостанскую платформу. Перикратонный про-
гиб, развивавшийся прежде как прогиб тыльной рамы, в эпоху
позднеальпийских дислокаций оказался перед фронтом возник-
ших складок. В качестве своего верхнего структурного яруса
перикратон содержит линзы неогеновых обломочных толщ
Предкиртарского и Предсулейманского краевых прогибов.

Траппы позднего палеогена — неогена

Плато-базальты Северо-Американских Кордильер и их аналоги.
Кордильерский пояс пережил заключительную складчатость в
ларамийскую эпоху тектогенеза (поздний мел—палеоцен). Его
отдельные звенья, прекратившие геосинклинальное существова-
ние в эпоху невадийской складчатости (поздняя юра—мел), ис-
пытывали сквозное орогенное развитие в мелу и палеогене.
К концу палеогена — миоцену эпиларамийский ороген Кордиль-
ер представлял собой такое же сложное глыбово-складчатое,
сильно эродированное сооружение, невысоко стоящее над уров-
нем моря, каким был Западно-Сибирский эпигерцинский оро-
ген к концу перми, перед эпохой траппового магматизма.

Современная структура Кордильер иная. Она отличается
сложно расчлененным рельефом на фоне общего поднятия, из-
вестного как морфологическая структура — «Провинции Бас-
сейнов и Хребтов» [20, 25]. По способу проявления дислокаций
(«тектоника клавишей») и по пространственной приуроченно-
сти к эпигеосинклинальному орогену, перекрытому лавами оли-
гоцена — миоцена, она вполне сходна с тафрогенными струк-
турами более древних складчатых систем. Ее естественное от-
личие, в силу молодости структуры, сводится к большей густоте
и мелкоаппаратности грабенов.

Если в Сибири представлен весь сложный комплекс, связан-
ный с траппами, а именно: складчатый пояс Урала—Западной
Сибири, его фронтальная платформенная рама с надвигами и
полноразвитым краевым прогибом и, наконец, его тыльная плат-
форменная рама с плоским перикратонным прогибом, перекры-
тым трапповым чехлом, то в Кордильерах на материке сущест-
вует лишь один фланг подобного комплекса. Это фронтальный
край орогена и фронтальная платформенная рама с системой
краевых прогибов (см. рис. 2, 7, В и рис. 8, профиль 9). Прост-

ранственную позицию тыла Кордильер занимает прилежащая часть океана. Третичные базальты, вскрытые бурением на дне восточной периферии Тихого океана, частью синхронны базальтам плато Колумбия на материке [103], сохранившим здесь свою ненарушенную тафрогенезом целостность. С позиций анализа общей структуры можно предположить, что восточно-тихоокеанские третичные базальты океанического дна могут быть магматическим чехлом погрузившегося тыльного края невадийско-ларамийского складчатого пояса Кордильер.

Лавы, представленные на материке плато-базальтовой провинцией, как ясно из вышеизложенного, не являются типичными платформенными траппами. Они прямые аналоги Западно-Сибирских и Верхоянских посторогенных финальных магматических комплексов. В связи с этим классическую и хорошо изученную провинцию плато-базальтов Кордильер следует выделить как особый тектонотипический случай трапповых материковых провинций. Назовем их «траппы колумбийского типа».

К такому типу провинций, помимо лав зауральских зон и восточно-верхоянских областей, можно отнести неогеновые базальтовые поля Антарктанд [34], синхронные лавам плато Колумбия. Эти лавовые поля в пределах Антарктического полуострова расположены непосредственно поверх областей, испытавших геосинклинальные прогибания в ларамийском цикле [86, 93]. Уже в регионах, примыкающих к депрессии Росса, где лавы лежат на комплексах, испытавших лишь ларамийскую повторно-орогенную переработку, миоценовые базальтовые лавы (вместе с надстраиваемыми четвертичными щелочными базитовыми сооружениями) имеют иную тектоническую позицию. Здесь они могут быть рассмотрены лишь как «траппы восточно-гренландского типа» (см. рис. 8, профиль 12), то-есть как лавы, перекрывающие повторные орогены.

Олигоцен-миоценовые плато-базальтовые поля поверх эпигеосинклинальных ларамийских сооружений известны также на восточной Камчатке [43, 89]. Эпиларамийские финальные плато-базальты, сходные с лавами Кордильер, вполне можно отнести к материковым — «траппам колумбийского типа». Олигоцен-миоценовые базальты той же эпохи образования в пределах Анд Южной Америки, возникшие поверх областей повторного ларамийского орогенеза (как и в Антарктандах), являются «траппами восточно-гренландского типа».

Таким образом, олигоцен-миоценовые плато-базальтовые комплексы меняют свою тектоническую позицию вдоль простираения полей. Также точно в пределах любого базальтового поля материков лавы меняют тектоническую позицию вкрест простираения провинций (см. рис. 7, А). Следовательно, финальный магматизм в тылу эпигеосинклинальной складчатой страны проявляется сквозьструктурно. Он охватывает области различной тектонической природы. Финальные 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 повторно-орогенную переработку (Антарктанды вокруг депрессии Росса, Анды в районах Патагонии).

В связи с анализом позиции собственно финальных плато-базальтов — «траппов колумбийского типа», отметим еще одну особенность таких базальтовых полей. Плато-базальты р. Колумбия в Северной Америке, если их проследить по простиранию на запад под четвертичными вулканитами Каскадных гор, вновь вскрываются на поверхности вдоль Тихоокеанского побережья. В штатах Орегон и Вашингтон исследователи рассматривают их как эвгеосинклинальные комплексы кайнозойской геосинклинали, еще не завершившей своего развития [118, 124]. В этом регионе отчетливо устанавливается, что финальный 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.

С тех же позиций можно рассмотреть олигоцен-миоценовые (эпиларамийские) базальтовые поля на востоке Камчатки, затронутые камчатской складчатостью, а также в регионах Антарктического полуострова и Антарктанд. Здесь молодые базальтовые комплексы выходят на поверхность по краю материка, где примыкают к тылу ларамийского орогена и резко погружаются в сторону океана.

В Тихом океане везде поверх таких оборванных береговыми флексурами молодых базальтовых полей, существуют глубоководные желоба. Все они более или менее заполнены молодыми осадками турбидитового типа. Время обособления желобов по периферии Тихого океана относится ко второй половине миоцена и длится до сих пор [120, 128 и др.], что подтверждается их выразительной морфологией. Эпоха обособления желобов представляет собой фазу оформления современных геосинклинальных трогов [57, 89]. Троги возникли на ложе из базальтовых лав. Последние, выходя на материк, обнаруживают свою позицию эпиларамийских финальных базитов. Становится очевидным, что эпоха обособления желобов поверх плаща лав совпадает по времени с тем самым импульсом блоковых дислокаций, который в областях ларамийских складчатых 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), и теми обстановками, которые возникали после образо-

вания более древних финальных базальтовых полей, когда поверх обширных лавовых плащей обособлялись новые геосинклинальные системы.

* * *

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

1. В осадочных формациях, подстилающих траппы тыльных платформ, увеличиваются мощность и количество 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 опускающих (перикратонов, краевых неогражденных синеклиз).

2. Всегда формация, непосредственно подстилающая траппы на платформе, является наиболее грубообломочной, чаще — континентальной, и может быть рассмотрена как платформенный аналог моласс прилегающего орогена. Она не сконцентрирована в краевом прогибе, но «распластана» по всему перикратонному бассейну (перикратон выступает как тыльный). Все такие формации имеют признаки сноса обломочного материала 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 (см. рис. 9).

3. 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 перестройку накопление щелочных базитовых и ультраосновных эффузий* и сопровождающее перестройку внедрение щелочно-ультрабазитовых даек и центральных плутонов, кимберлитов. Те и другие концентрируются вдоль ортогональных линеаментов, часто сопровождаемых грабенами с молассоидами (см. рис. 9).

4. Для «траппов восточно-гренландского типа» характерно их залегание поверх вулкано-молассоидных образований повторных (рекуррентных) орогенов и толщ наложенных впадин. Эти дотрапповые серии в свою очередь перекрывают геосинклинальные области, консолидированные в фанерозое.

5. Для «траппов колумбийского типа» характерно залегание на орогенных молассах и на антиклинорных выступах только что созревшего и частью эродированного орогена.

* В Сибири (Маймеча-Котуйский водораздел) мощность послетолентовых дифференцированных базитов — щелочных и трахиандезитовых — достигает 1500 м, мощность еще более поздних ультраосновных лав — меймечитов — превышает 1000 м [15].

6. Тафрогенные базиты грабеновых молассоидно-магматических формаций всегда наиболее поздние из всех геосинклинально-орогенных образований [104] и самые ранние из образований, которые иногда считают формациями молодой плиты. Однако самой плиты с региональным чехлом осадков к моменту тафрогенеза еще не существует. Правда, в отдельных зонах тыльного края орогена, иногда согласно перекрывая эффузивные базальты, синхронные траппам прилежащей платформы, появляются ранние плитные слои. Обычно они лагунные в основании и морские выше по разрезу. Формируются эти слои одновременно с щелочными базитами платформы, а также с проявлениями тафрогенного магматизма и накоплением тафрогенных молассоидов (см. рис. 9) [38].

Глава IV

ТРАППЫ И ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ

Приуроченность трапповых излияний к завершению этапов погружения и осадконакопления, после которых наступает тектоническая перестройка крупных регионов, устанавливается вполне определенно. И в докембрии, и в фанерозое окончание указанных этапов определяется завершением послескладчатого орогенеза в геосинклиналях, накоплением синорогенных обломочных толщ на прилегающих платформах. Тыльная платформа перекрывается траппами, затем следуют поднятия платформенного блока и эрозия базальтов.

Положение траппов мезозоя и кайнозоя в рядах геологических формаций смежных геосинклиналей и тыльных платформ (рис. 10) показывает, что 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 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 неодновременно. Тем не менее очередность указанных явлений и разделяющие их хронологические интервалы всегда одинаковы.

Сопоставление перечисленных событий — этапов развития геосинклиналей и платформ — со стадиями ранних прогибаний в геосинклиналях (рис. 11) отчетливо показывает, что в разных

Рис. 10. Последовательность и время проявления тектонических и магматических событий, определяющих ряды формаций в сопряженных платформенных и геосинклинальных регионах с траппами (цифры ниже индексов периодов — абсолютный возраст, млн. лет).

Формации, характеризующие этапы развития регионов: I — геосинклинальных прогибаний и их аналоги; II — позднегеосинклинальные — раннеорогенные и их аналоги; гранитоиды; III — позднеорогенные — молассы и их аналоги; субсеквентные магматиты; IV — этап траппового — раннефинального магматизма (показан утолщенной линией) — финальные магматиты, траппы; V — тафрогенные магматиты и молассоиды, щелочные магматиты. Регионы (верхняя линия отражает события и формации в геосинклинали, нижняя — в примыкающей платформенной раме; пунктир — предполагаемый геосинклинальный или платформенный комплекс — в океане, либо размытый): 1 — Сибирь; 2 — Аппалачи; 3 — Таудени; 4 — Южный Китай; 5 — Карру; 6 — Парана; 7 — Восточная Антарктида; 8 — Восточная Индия; 9 — Деккан; 10 — Гренландия; 11 — Верхоянье; 12 — Кордильеры; 13 — Шпицберген; 14 — Западная Антарктида.

Положение формационных рядов в геотектонической цикличности: а — герциниды; б — поздние герциниды; в — киммериды; г — ранние альпиды (неваиды); д — ларамиды.

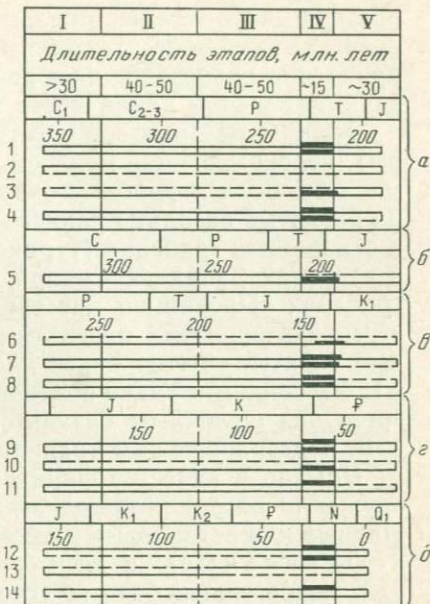
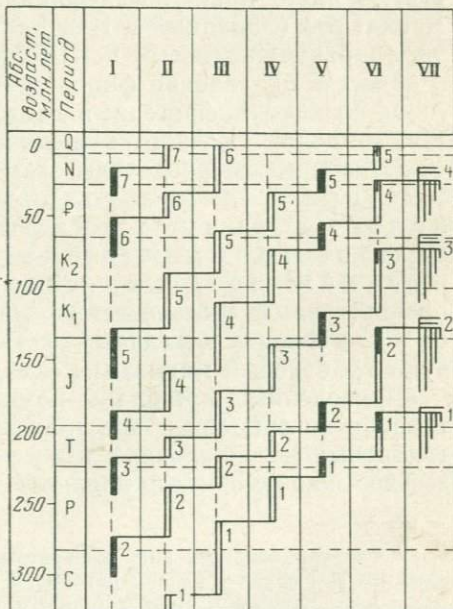


Рис. 11. Формационные комплексы сопряженных платформенных и геосинклинальных регионов в геотектонических циклах.

I — начальные магматиты геосинклиналей; II — формации стадий геосинклинальных прогибаний; III — синскладчатые и раннеорогенные формации, граниты; IV — позднеорогенные молассы, субсеквентные магматиты; V — финальные магматиты геосинклиналей, траппы; VI — тафрогенные базиты, молассоиды, щелочные базиты платформ; VII — ранние плитные слои (вертикальная штриховка), чехол молодой плиты.

Геотектонические циклы: 1 — герциниды (варисиды) — Урало-Сибирская провинция, Южный Китай — Сикан-Юннаньская система, Аппалачи, Западная Африка; 2 — поздние герциниды — Карру — Капиды; 3 — киммериды — восток Индостана — Бирма и Индокитай, Восточная и Западная Антарктида, восток Южной Америки; 4 — ранние альпиды (поздние киммериды или неваиды) — Деккан — Афганистан, восток Гренландии, Восточное Верхоянье; 5 — альпиды (ларамиды) — Кордильеры, Западная Антарктида, Шпицберген; 6 — области камчатской (тихоокеанской или позднеальпийской) складчатости — Северо-Восток СССР, западное побережье Северной Америки; 7 — области современных геосинклиналей (ранние или среднегеосинклинальные стадии — развитие островных дуг и желобов) — запад и восток Тихого океана, северо-восток Индийского океана, дуга Скоша, Восточные Антили.



Западная Антарктида, Шпицберген; 6 — области камчатской (тихоокеанской или позднеальпийской) складчатости — Северо-Восток СССР, западное побережье Северной Америки; 7 — области современных геосинклиналей (ранние или среднегеосинклинальные стадии — развитие островных дуг и желобов) — запад и восток Тихого океана, северо-восток Индийского океана, дуга Скоша, Восточные Антили.

платформенно-геосинклинальных областях происходит циклическая повторяемость тектоно-магматических событий, односторонне происходящих в разное время. Трапповый магматизм занимает в этой цикличности вполне определенное место.

Траппы тыльных зон орогенов (Западная Сибирь, Кордильеры), перекрывающие молассы, всегда древнее тафрогенных магматитов. Если тафрогенез охватывает эти зоны, тогда регионально развитые базальты раннего импульса сохраняются останцами в грабенах Западной Сибири, олигоцен-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 одновременно 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 (назовем их 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 пенепленизации) [55]. 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*.

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

* Следует анализировать конкретные магматические формации. Так в плиоцене в Кордильерах липаритовые и трахиандезитовые формации (комплексы Сан-Франциско, Йеллоустонского парка) представляют субсеквентный магматизм, а базальт-липаритовые серии (р. Снейк, Медисин-Лейк) [4] представляют позднефинальный магматизм. Вдольразломные проявления позднефинальных щелочно-ультраосновных плутонов (Айрон Хилл, Роки-Бой и др.) [4], а также кимберлитовых тел выходят далеко внутрь фронтальной платформы, соседствуя с субсеквентными магматитами.

часть сложного платформенно-эпиорогенного финального базальтового мегапокрова, возникают только при условии накопления полного комплекса сопряженных по латерали и вертикали геологических формаций в результате циклических тектоно-магматических процессов, охватывающих одновременно геосинклиналь и платформенную раму (две платформенные рамы). Поэтому отсутствие на материке той или иной части единственно необходимого и достаточного вертикально-латерального набора формаций свидетельствует лишь об «исчезновении» части формационного комплекса под водами прилегающего океана. Здесь формации перекрыты базальтами второго геофизического слоя, совпадающего в кровле с мегапокровом финальных базитов и заключены в подстилающей литосфере, изменившей геофизические характеристики*.

Указанный латерально-вертикальный ряд геологических формаций, отражающий наиболее простой случай одноактного становления финального базальтового поля и могущий служить тектонотипом, присутствует в Сибири. Этот Сибирский формационный комплекс (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 все известные структурно-формационные наборы краевых материковых провинций, включающие траппы или тафрогенные базиты мезозоя и кайнозоя (см. рис. 7, 8). В том случае, когда части комплексов отсутствуют в сравнении с полным тектонотипическим набором, его «недостающие звенья» предполагаются для других регионов либо внутри более молодых складчатых сооружений, либо в литосфере дна примыкающих океанов (в последнем случае геофизические границы предполагаются скользящими по вертикали). Ограничением для таких построений по площади, в направлении к центру океанических пространств, служит каждый раз появление более молодого базальтового плаща в пределах Атлантического и Индий-

* В пределах части внутренних и окраинных морей с океанической корой ранее располагались горные сооружения, поставившие грубый обломочный материал (Черное море в конце юры) [78 и др.]. Под глубоководными осадками в других морях вскрыты бурением континентальные или мелководные образования (Средиземное море в неогене и др.). Для всех подобных областей так или иначе допускается «геофизическая» океанизация. Подобный гипотетический процесс (его возможный механизм в этой книге не рассматривается) можно предположить и для пространств нынешних океанов.

Пространственные и временные соотношения геологических формаций в сопряженных формационных рядах геосинклинали — стабильные рамы (для единичного тектоно-магматического цикла)

Млн. лет	Фронтальная стабильная рама (платформа)	Геосинклинали		Тыльная стабильная рама (платформа)
80—100	Молассы в краевом прогибе; субсеквентные магматиты повторно-орогенных впадин, реже — щелочные базиты	Базиты и молассоиды тафрогена	Ранние плитные слои	Надстраивающие щелочные базиты и ультрабазиты
		Раннефинальные магматиты		Траппы
		Молассы и субсеквентные магматиты		Аналоги
80—100	Аналоги	{ Флишоиды Сланцы Спилиты }		Аналоги

Примечание. Вдоль фронта Урало-Сибирских герцинид (на примере которых составлена таблица) субсеквентные и щелочные базитовые магматиты неизвестны, но в других регионах такие образования выходят далеко на фронтальную стабильную раму (Северо-Восток СССР, Кордильеры), где частью отвечают комплексам краевых вулканических поясов.

ского океанов или более древнего плаща базальтов в Тихом океане (см. рис. 8). Исходя из традиционных принципов геологии, взаимное сопряжение разновозрастных базальтовых полей может быть намечено в разрезе только с допущением о перекрытии молодым мегапокровом более древнего.

В случае намеченной тенденции атлантического типа и в случае тенденции тихоокеанского типа может оказаться реальным постепенное замыкание геосинклинальных поясов, охватывавших нынешние океаны, и ведущее к созданию обширных лавовых плащей океанского дна. Замыкание краевых систем в таких предполагаемых геосинклинальных поясах, частью сохранившихся на побережьях, привело к образованию трапповых полей, которые покрывают сейчас материковые периферии.

Подразумевается, что при замыкании каждой из частных систем уже возник необходимый и достаточный для появления финальных базальтов латерально-вертикальный ряд геологических формаций в пределах соседних геосинклинали и стабильной рамы. Как часть стабильной рамы для активной системы внутри пояса выступает консолидированное складчатое сооружение предшествующего цикла, причленяясь либо к тыльному либо к фронтальному флангу. Разрастающаяся тыльная рама ведет себя как истинный кратон в понимании Штилле [82], проявляя лишь типично платформенный

базитовый магматизм (рис. 12, А). Разрастающаяся фронтальная рама ведет себя как квазикратон (см. рис. 12, Б), накапливая молассы, а также проявляя субсеквентный (повторно-орогенный или рекуррентно-орогенный) [7, 4] магматизм. Такой режим развития типичен для появле-

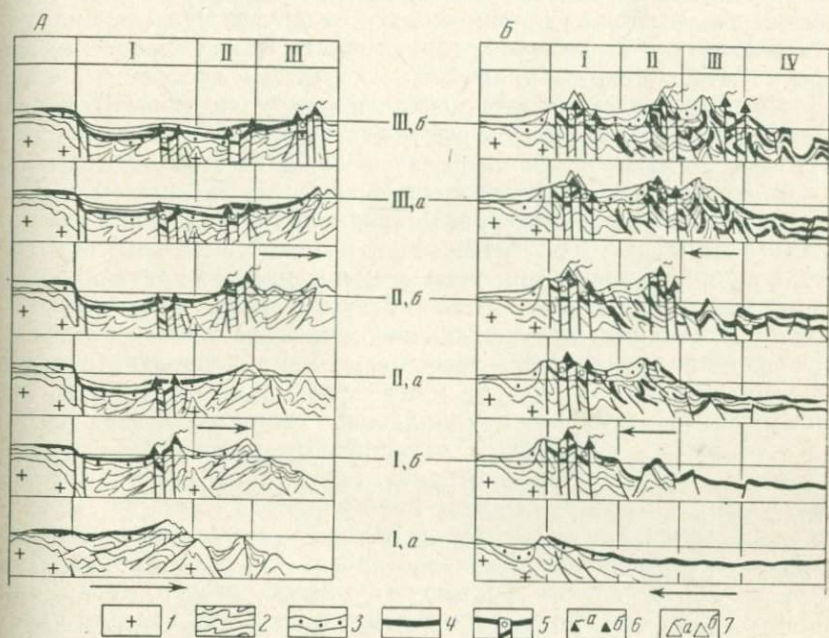


Рис. 12. Схема последовательного замыкания геосинклинального пояса по типам:

А — с центростремительной вергентностью складчатости; Б — с центробежной вергентностью складчатости (рецессивно).

Области (I—IV по горизонтали) и фазы (I—III по вертикали) разновозрастной эпигеосинклинальной консолидации (а — стадия раннефинального магматизма, б — стадия позднефинального магматизма).

1 — сиалический фундамент; 2 — толщи древних и молодых платформ, наложенных впадин и геосинклинальные складчатые толщи; 3 — орогенные и синорогенные толщи; 4 — чехол толентовых базальтов, 5 — тафрогенные грабены и их молассоиды, 6 — вулканические сооружения позднефинального магматизма (а — в фазу активности, б — в фазу затухания); 7 — вулканические сооружения рекуррентного орогенеза (а — в фазу активности, б — в фазу затухания)

ния краевых вулканических поясов и более удаленных в консолидированную раму «структур тихоокеанской группы», по М. С. Нагибиной [47]. На фронтальном крае вновь причленившегося орогена разыгрывается в то же время и наиболее выразительный тафрогенез с типично кратонным магматизмом.

Из анализа рис. 11 вытекает дополнительное заключение. Проследивая по вертикали в абстрактных временных колонках однотипные события, можно видеть, что эпохи складчатости, эпохи внедрения гранитондов, эпохи субсеквентного — ороген-

ного 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 — викаривание («перескок» возраста) складчатости, а также независимо проявляются в областях значительно удаленных друг от друга. Эта сторона, отражающая практическую непрерывность таких процессов на сфере Земли, иногда приводит к попыткам вообще отрицать всякую цикличность тектоно-магматических 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 [108] и, привязанные к прочим стадиям тектоно-магматических 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 складчатой страны, так и в пределах смежной платформы. Плато-базальтовое 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). Это всегда истинная катастрофа в жизни огромного региона — моря базальтовой лавы на огромных пространствах. Если отметить приуроченность таких моментов в мезозойско-кайнозойской (по крайней мере) истории Земли к границам периодов (см. табл. 1, рис. 11), то «катастрофизм» обретет определенную реальность.

Последний подобный акт раннефинального магматизма (эпиларамийский) проявился на рубеже палеогена и неогена (Кордильеры, Западная Антарктида). Все более поздние формации базальтов Земли по набору признаков относятся к другим тектоно-магматическим проявлениям.

Последовательность событий в любом из геотектонических циклов, завершенных в мезозое—кайнозое, а также синхронность возникающих тектонических форм в любой момент геоло-

гического времени можно видеть на рис. 11. Последовательность событий в циклах прослеживается «по диагонали». Синхронность явлений внутри структурных форм платформ и геосинклиналей, находящихся в разных фазах развития, прослеживается «по горизонтали».

Следует специально подчеркнуть общее совпадение во времени импульсов траппового магматизма платформ и раннефинального орогенов в стадию завершения циклов — с одной стороны, и импульсов начального, инициального базитового магматизма, открывающих более молодые циклы — с другой.

Примеры плато-базальтовых материковых полей запада и востока Индостана вместе с прилегающими зонами альпийской складчатости (см. рис. 2) показывают, что финальные магматиты, действительно, могут явиться одновременно начальными магматитами для более молодой обособившейся геосинклинали. Это происходит, когда развитие геосинклинального пояса продолжается, а новая (или обновленная) система возникает в тылу складок консолидированной системы. Импульс позднефинального магматизма и тафрогенной тектоники совпадает с оформлением молодой пары структур поверх части базальтового поля — островной дуги (подводной кордильеры) и глубоководного желоба (см. рис. 12, Б).

Пространственные соотношения структур, находящихся в разных фазах развития внутри активных областей современности, можно проследить сейчас вдоль побережий Тихого океана. В тылу эпиларамийской горной страны Кордильер известны финальные плато-базальты р. Колумбия, возникшие в конце олигоцена — миоцене. На востоке лавовое поле нарушено тафрогенными грабенами с плиоцен-четвертичными проявлениями базальт-липаритового магматизма. Западные аналоги базальтов р. Колумбия на тихоокеанском побережье входят в качестве раннегеосинклинальных магматитов в структуры молодой Тихоокеанской геосинклинали [20, 124]. Последняя представляет собой совокупность смежных тектонических форм: это геоантиклинальное поднятие на краю континента — Береговые Хребты и обособленные в эпоху плиоцен-четвертичного тафрогенеза сложные системы прогибов и впадин в прибрежной полосе океана [104].

Эпиларамийское базальтовое поле олигоцен-миоцена осложнено системой желобов вдоль западного побережья Южной Америки и вдоль тихоокеанского побережья Антарктического полуострова.

Сходные обстановки можно обнаружить к востоку от ларамийских складчатых структур Камчатки (Олюторская зона камчатской складчатости и система более южных желобов), Японии, к северу от Новой Гвинеи [120].

Тот же тип соотношений геосинклинальных структур разной степени зрелости можно наметить в Индийском океане вдоль

системы Зондских желобов, возникших после излияния миоценовых базальтов в тылу ларамид островных сооружений.

Таким образом, двойственная, «сквозная» позиция финально-начальных геосинклинальных базитовых комплексов реально подтверждается положением разновозрастных базальтов на побережьях и в смежных желобах окраин тихоокеанского типа. Это позволяет «замкнуть» геосинклинальный цикл по стадийности магматических явлений.

Завершающее цикл кратонное состояние (глубин) для эпох раннефинальных площадных эффузий отвечает лишь становлению магматического ложа в условиях погружений (в том числе под уровень моря) (см. рис. 12, Б) и предшествует обособлению новой геосинклинальной системы в поясе. Последующие вертикальные блоковые подвижки (тафрогенная тектоника), дробящие финальный базальтовый мегалокров, образуют в погруженном поле трог — желоб и в результате возникают области с контрастным рельефом. Соответственно, первые вдольразломные образования — базальт-липаритовые или щелочные базитовые серны, а также ультраосновные лавы. Это все еще кратонные магматиты. Однако именно они фиксируют обособление эвгеосинклинали на (океаническом?) ложе, состоящем из толентовых базальтов. Лишь последующее разрастание кордильер (островных дуг) приводит к смене типа магматизма на андезитовый, отражая переход к геосинклинальному состоянию (глубин). Позднее, в складчатом эпигеосинклинальном комплексе именно магматические образования, возникшие в (талассо-) кратонном состоянии области, выступают начальными — инициальными магматитами*.

Последовательная консолидация геосинклиналей по намеченному типу развития обеспечивает замыкание геосинклинального пояса к его оси. Однако центробежная вергентность складчатости возникающих сооружений направлена от его оси (см. рис. 12, Б). Новая геосинклиналь каждый раз закладывается в тылу замкнувшейся. Развитие пояса происходит таким образом «попятно», с опрокидыванием на стабилизированную раму последовательных орогенов. Такой тип замыкания пояса можно представить как рецессию складчатости от цикла к циклу [82]. Фронтальная рама — форланд — очень медленно разрастается за счет приращения фронтальных участков консолидированных областей. Она накапливает последовательные орогенные и пов-

* Содержание последнего абзаца подтверждает представления Г. П. Леонова [30]. Обращаясь к анализу взглядов Штилле, Г. П. Леонов подчеркивает кратонный характер инициального магматизма геосинклиналей, который позднее сменяется собственно геосинклинальным — синорогенным и субсеквентным.

торно-орогенные грубообломочные толщи и обращается в область постоянно обновляемого — рекуррентного орогенеза.

Внутренние зоны геосинклинального пояса рецессивного развития постепенно обретают специфический состав своих накоплений. Тылы замкнувшихся систем, перекрытые финальными базитами, вновь втягиваются в геосинклинальные прогибания. Геосинклинальный процесс ведет к возникновению очередной складчатой страны. Ее тыльные зоны, сохранив более или менее нарушенные базитовые образования предшествующей фазы финального магматизма, вновь перекрываются финальным базальтовым комплексом. Каждая фаза дислокаций — на стадии оформления кордильер и прогибов, на стадии поднятия кордильер — сопровождается проявлениями ультраглубинного магматизма — щелочными базитами, ультраосновными-щелочными магматическими сериями, а также протрузиями серпентинизированных ультрабазитов из более древних комплексов. В конце концов в тылу наиболее внутренних и самых поздних геосинклинальных систем пояса рецессивного типа формируются «сквозные» полициклические последовательно наслоенные базитовые серии. При этом все комплексы предшествующего становления неоднократно испытывают складчатые и блоковые дислокации, метаморфизм. Геосинклинальный процесс поздних геотектонических эпох должен проходить в таких областях в условиях базитовых «фоновых» [77] формаций.

Наиболее внутренние, приосевые зоны геосинклинального пояса с центробежной вергентностью складчатых систем должны представлять собой эвгеосинклинали в самом полном выражении. Их можно рассмотреть как полициклический «эвгеосинклинальный концентрат», даже «рафинад» — с постепенным очищением их вещественных комплексов от мнogeосинклинальных признаков, определяемых наличием сиалических (континентальных) фрагментов.

Часть вторая

ПОЛОЖЕНИЕ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОЛЕЙ МАТЕРИКОВ И ОКЕАНОВ В ОБЩЕЙ СТРУКТУРЕ ЗЕМЛИ

Для того чтобы с единых позиций рассмотреть материково-океанические лавовые плащи, слагающие молодую наружную оболочку нашей планеты, следует наметить общую методическую базу для сравнительного анализа.

Океанские поля базальтов при их рассмотрении в плане, как и материковые, могут обнаружить признаки внутренней зональности. Однако при сравнении материковых и океанских базальтовых плащей в разрезах вмещающих толщ сопоставлять можно лишь перекрывающие их слои, так как все образования, лежащие под лавами в океанах, пока остаются неизвестными.

Если базальтовые поля океанов формируются по тем же законам, что и трапповые плащи материков, тогда группировка материково-океанских лавовых провинций на земной поверхности обнаружит закономерную картину. В закономерностях распределения комплексных лавовых провинций должна играть решающую роль ориентировка геосинклинальных поясов Земли. Развитие и замыкание этих поясов, как установлено выше, определило появление и геологическую судьбу базальтовых полей современных материковых пространств.

Глава V

БАЗАЛЬТОВЫЕ ПОЛЯ ОКЕАНОВ В СРАВНЕНИИ С МАТЕРИКОВЫМИ

Прежде чем приступить к анализу базальтовых полей океанов, рассмотрим принципиальную возможность образования обширных вулканических мегапокровов полифазного становления на земной поверхности на основе данных по материковым трапповым полям.

Сохранение сплошного поля финальных базальтов, возникшего в связи с замыканием геосинклинальной системы, определяется наличием в тылу эпигеосинклинальных складок стабильной рамы. Такой рамой может быть либо древняя платформа, либо область ранее заверщенной складчатости. При становлении единичного финального базальтового поля всегда

существует частично пенеупленнизированный ороген. Он может примыкать своим фронтом либо к древнеплатформенной (также к ранее стабилизированной) раме (см. рис. 12, Б), либо к той области внутри активного пояса, которая еще продолжает свое геосинклинальное развитие (см. рис. 12, А).

Представим второй из названных вариантов. После образования раннего — первого базальтового плаща на периферии замыкающегося пояса в дальнейшем происходит консолидация более внутренней и более молодой системы в поясе. Пусть направление фронтального опрокидывания складок (фронта волны складчатости и орогенных поднятий) в молодой системе остается прежним. Тогда возникающий второй базальтовый финальный покров частью перекроет собственный молодой ороген, а частью распространится на тыльную область, уже консолидированную в предшествующем цикле тектогенеза. Эта область нарастила теперь стабильную раму, примкнув к ней в пространстве.

Допустим последовательное замыкание складчатых систем в крупном геосинклинальном поясе. В условиях его консолидации к центру при постоянной центростремительной вергентности складок от цикла к циклу, каскад последовательных актов финального магматизма создаст обширный лавовый чехол. Этот чехол будет образован многоактным последовательным возникновением отдельных полосовых полей, примыкающих одно к другому по латерали. В соответствии с последовательным центростремительным замыканием геосинклиналей возникнет дискретно омолаживающийся в направлении к центру пояса базальтовый плащ. Он окажется «ступенчатым» по возрасту лав. Время появления каждой «ступени» будет соответствовать эпохе финального магматизма очередного геотектонического цикла. Тафрогенез, обычно проявленный после становления сплошного раннефинального поля отдельной замкнувшейся системы, будет каждый раз подавляться более мощным магматическим импульсом появления очередного сплошного базальтового поля (см. рис. 11). Поэтому позднефинальный магматизм в таком случае будет выражен только появлением дифференцированных щелочных базитов поверх лав периферических блоков. В своем полном выражении тафрогенез проявится лишь однажды, после возникновения самого позднего лавового поля в центростремительно замкнувшемся поясе (рис. 13, А).

Тафрогенез может проявиться и неоднократно, если замыкание пояса произойдет к нескольким осям, а сам пояс распадется на отдельные независимо развивающиеся ветви. Каждая из ветвей такого пояса, будучи перекрыта плащом финальных магматитов, сможет иметь в своем центре собственный тафроген. Эпоха блоковых дислокаций и грабенового магматизма здесь не будет «задавлена» очередным актом образования более молодого сплошного базальтового поля.

Появление нескольких тафрогенов поверх разновозрастного зонального базальтового плаща можно ожидать также в случае, если геосинклинальные системы в замыкающемся поясе будут созревать более медленно. Например, эпохи завершающей складчатости в смежных геосинклиналях будут происходить не в каждом из последовательных геотектонических циклов (герцинском, позднегерцинском, киммерийском и т. д., см.

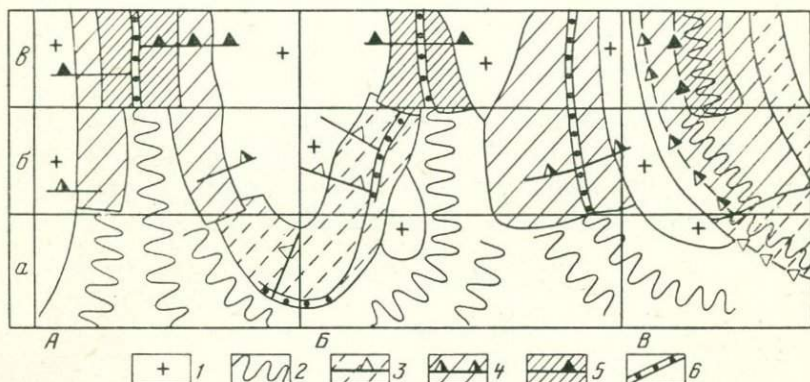


Рис. 13. Принципиальная схема (план) возможного образования обширных базальтовых полей многоактного становления:

A — центростремительное замыкание геосинклинального пояса в последовательных циклах; *B* — центростремительное замыкание геосинклинального пояса к двум отдельным осям, стабилизация наступает не в каждом из последовательных циклов; *B* — развитие геосинклинального пояса по рецессивному типу (показан один из флангов); *a*—*в* — стадии становления разновозрастных базальтовых полей.

1 — платформы и срединные массивы; *2* — геосинклинали, в том числе на стадии орогенеза; *3*—*5* — разновозрастные базальтовые поля и их разломные магматические комплексы, в том числе выходящие на области ранней стабилизации (*3* — ранняя фаза становления, *4* — средняя фаза становления, *5* — поздняя фаза становления); *6* — горстово-грабеновые системы (тафрогены).

рис. 11), но хотя бы «через цикл» — с разрывом во времени стабилизации. Тогда к моменту появления очередного раннефинального базальтового плаща горстово-грабеновая система — тафроген предшествующей фазы тектогенеза — уже успеет созреть (см. рис. 13, *B*).

Приведенные рассуждения — результат эмпирических обобщений из анализа реальных явлений, сопровождающих становление материковых плато-базальтовых провинций. Они позволяют наметить последовательную цепь событий, хорошо известных в геологии и способных привести к образованию гигантских базальтовых плащей, сопоставимых по масштабам с пространствами ложа современных океанов.

Так развитие широкого геосинклинального пояса по типу *A* (см. рис. 13, *A*) может создать структуру обширного базальтового ложа, сходную со структурой ложа Атлантики, где имеется только центральный горстово-грабеновый хребет. Последовательные импульсы региональных лавовых излияний в близко

расположенных областях постепенно создают условия для прогрессирующего прогресса, ведущего к «океанизации» больших объемов литосферы, прошедшей перед тем геосинклинальную переработку. Вероятно, это приводит к постепенному изменению химизма базальтов, выплавляемых на глубине и поступающих на поверхность, где их верхние серии обретают типично океанические геохимические параметры.

Развитие сложного геосинклинального пояса по типу *Б* (см. рис. 13, *Б*) способно создать структуру базальтового плаща, сходную со структурой ложа Индийского океана, где имеется несколько горстово-грабеновых хребтов (подводных тафрогенов).

Замыкание геосинклинального пояса по рецессивному типу — с опрокидыванием орогенных складок на периферические платформенные рамы — должно приводить к последовательному наплаиванию финальных базальтовых плащей. Этот тип развития предполагает вовлечение части возникшего базальтового плаща в геосинклинальные погружения (см. рис. 12, *Б*). Поэтому размеры недеформированных базальтовых полей должны от цикла к циклу сокращаться, если пояс замыкается центростремительно и симметрично (см. рис. 13, *В*). Можно, однако, допустить асимметричное развитие геосинклинального пояса, в котором лишь один из флангов замыкается по рецессивному типу, тогда как базальты противоположного фланга последовательно перекрывают консолидирующиеся зоны, примыкающие к тыльной раме. Комплексное базальтовое поле может при этом иметь сложное строение в плане. Оно будет асимметричным, с самым молодым лавовым плащом вдоль фронтальной стабилизированной области. Молодые лавы могут в этом случае накладываться на более древние базальтовые плащи в разных сочетаниях. Комплексное базальтовое поле со сложным соотношением разновозрастных базальтовых провинций известно на западе Тихого океана.

Сочетание разновозрастных финальных базальтовых провинций, детерминированных развитием геосинклиналей, может обеспечить образование гигантских лавовых плащей, сопоставимых по масштабам с океанами. Проведем анализ базальтовых полей ложа океанов в сравнении с трапповыми полями материков, чтобы проверить реальность предложенных теоретических построений. Из вышеизложенного ясно, что при анализе океанских базальтовых полей следует получить ответы на три группы вопросов.

А. Первая из них относится к выяснению возраста регионально развитых базальтовых плащей океанского ложа. Можно ли считать, что базальтовые поля океанов, как и материковые трапповые поля, возникают с «катастрофической» скоростью на обширных площадях и в те же глобальные эпохи? Образуют ли такие поля обособленные возрастные провинции? Как распола-

гаются базальтовые поля краевых зон океанов относительно материковых мегаструктур — геосинклиналей и платформ?

Б. Вторая группа вопросов относится к выяснению времени становления, геометрии расположения и специфике магматизма разломов, секущих лавы. Можно ли считать, что каждое из океанских базальтовых полей, как и любое трапповое поле, сечется разломами, возникающими одноактно? Характерен ли, как и на материках, возрастной разрыв в 20—30 млн. лет, отделяющий становление комплекса «надстраивающих базитов» от накопления толеитовых базальтов дна? Образуют ли системы разломов в океане сетки взаимно ортогональных линеаментов поверх своих базальтовых провинций? Отличен ли, как и на материках, магматизм главных грабеново-горстовых систем, вытянутых вдоль простирания полей, от магматизма поперечных разломов — линеаментов?

В. Третья группа вопросов касается характеристики осадочных толщ, кроющих базальты в океанах. Можно ли их представить как совокупность грабеновых молассоидов (с базальт-липаритовыми вулканитами) и ранних плитных слоев, совместно перекрытых сплошным чехлом плиты? Такая совокупность толщ типична для разновозрастных тафрогенных и ранних плитных накоплений, скрытых под сплошными покровами континентальных молодых платформ. Эти образования запечатывают на материках замкнувшиеся геосинклинали, перекрытые финальными базальтами.

Существуют ли над лавами в океанах осадочные толщи, сходные с послетрапповыми накоплениями древних погружившихся платформ? Это должны быть протяженные пласты осадков, которые покрывают ненарушенные тафрогенезом разновозрастные поля толеитов, надстроенные только щелочно-базитовыми вулканическими сооружениями.

Наконец, как расположены и каковы по возрасту те области океанского ложа, которые перекрываются сейчас осадками геосинклинального типа?

БАЗАЛЬТОВЫЕ ПРОВИНЦИИ ОКЕАНСКОГО ДНА

Для анализа возраста лав океанского ложа использованы данные глубоководного бурения «Гломар Челленджер» [96, 103]. Вскрытые бурением лавы под осадками в общем случае соответствуют верхней возрастной границе этапа региональных излияний. Вскрытые бурением осадочные породы показывают, что плащ лав океанского ложа главным образом сформировался до накопления осадков. Таким образом, учтены данные всех достаточно глубоких скважин.

Базальты дна океанов распределяются в пространстве протяженными разновозрастными полями. Наиболее молодые из них — вдоль океанических хребтов в центре (Атлантический, Индий-

ский) или вдоль периферии (Тихий) океанов. Предполагаемая сторонниками «тектоники плит» непрерывная смена разновозрастных базальтов дна во многих районах не подтвердилась бурением [96, 103]. Более верно говорить о дискретной по возрасту смене полей вкрест их простираения. При этом в граничных зонах, особенно если судить о возрасте ложа (нередко магматиты оказываются силлами долеритов) по перекрывающим осадочным слоям, выявляется некоторая дисперсия, «размазанность» границ.

Магматизм подводных поднятий — глыбовых или собственно вулканических гор — проявляется всегда после формирования базальтового ложа океана. Сами такие структуры — результат деформаций дна, сопровождаемых вулканизмом, либо вулканические горы поверх лав океанского ложа. Важен возраст главной фазы образования таких сооружений, так как многие из них активны и донныне. Поскольку поздние магматиты поверх толеитовых траппов на материках накапливаются вплоть до начала следующего мощного импульса региональных извержений (см. рис. 11), в случае соседнего расположения последовательно возникших полей, их пограничные зоны должны быть выражены наименее четко. Здесь для выделения полей главных импульсов толеит-базальтового магматизма площадного распространения и позднейших магматических проявлений могут помочь данные об эффузивном или интрузивном залегании магматических пород, а также о морфологии рельефа океанического ложа. Столь же важны данные о составе базитов. Обычно толеитовые разности типичны для площадных полей, щелочно-базитовые и иные дифференциаты — для поздних вулканических построек [95, 96, 103].

По имеющимся данным, толеиты, слагающие базальтовые поля океанов, петрохимически отличны от толеитов материковых траппов. Заметим, что при сравнении состава материковых и океанических базальтов используют пока неравноценную информацию. Все усредненные значения по траппам характеризуют мощные двух-трехкилометровые толщи. Внутри них нередки целые свиты с нестандартным составом толеитов. Например, в Тунгусском трапповом поле Сибирской платформы на северо-востоке известна нижнекоготокская толща мощностью более 400 м с низкокальциевыми толеитами, подобными океанским [15]. Здесь это самые верхние слои наземных траппов, сформированные после продолжительного этапа эффузий. Почти повсеместно аналоги этих лав в Сибири размыты, как и кровли трапповых щитов на других платформах. Однако и в других трапповых провинциях останцовые верхние горизонты лавовых плащей обнаруживают пачки «океанических» толеитов (базальты Помона в толще плато-базальтов р. Колумбия Кордильер, верхи лавовой серии о. Скай Брито-Арктической провинции, верхние горизонты трапповой толщи Деканского плоскогорья и др.).

В то же время все имеющиеся материалы по базальтам океанов характеризуют именно кровлю их магматических плащей, достигнутую бурением. Правда, и в пределах кровли базальтов океанского дна найдены разнообразные типы толеитов, в том числе с «материковыми» особенностями, главным образом с высоким содержанием окиси калия [95].

Если базальты изливаются на земную кору, постепенно изменяющую свои свойства в сторону океанизации (на материках

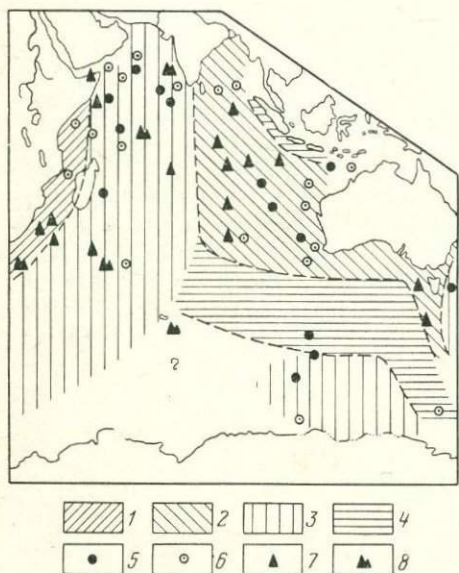


Рис. 14. Наиболее вероятный возраст базальтовых полей в ложе Индийского океана.

1 — конец триаса — юра; 2 — конец юры — мел; 3 — конец мела — палеоген; 4 — конец палеогена — неоген; 5 — скважины глубоководного бурения, вскрывшие базальты ложа; 6 — скважины, вскрывшие осадки моложе подстилающих лав, но древнее лав следующей фазы становления региональных покровов; 7 — скважины, вскрывшие «надстраивающие базиты» поверх толеитового ложа; 8 — островные сооружения, самые древние вулканы которых подтверждают верхний предел возраста океанского ложа, на котором они возникли

этот процесс не доходит до полного выражения), то различия в составе ранних и поздних региональных эффузий были бы естественны. Состояние коры и подстилающей мантии, в разных слоях которой могут выплавляться базальты, взаимосвязаны.

Индийский океан (рис. 14). Базальтовое ложе востока океана возникло на рубеже юры—мела. Уже в середине раннего мела оно повсеместно перекрылось осадками. Хребт Девяностого градуса (с толеитами) и секущие линеаменты с островами (щелочные базиты) были сформированы на рубеже мела—палеогена. Базальты океана на севере (Индостан) и востоке (Австралия) подходят к синхронным материковым полям двухактного становления (см. рис. 2).

Океанское ложе вдоль южного и восточного побережий Африки уже существовало в юрском периоде, так как в первой половине мела поверх него накопились мощные толщи глин и карбонатов. Неизвестно, имеется ли здесь под слоем осадков сплошной базальтовый плащ. Скорее всего, он существует в

ложе Мозамбикского пролива, в сторону которого погружаются триас-раннеюрские лавы Стормберг Африки от флексуры Ле-бомбо. На западном Мадагаскаре также известны долериты этого возраста, метаморфизующие доюрские угли. В центре Мозамбикского пролива существует подводный хребет с грабеновой системой. Надстраивающие дно пролива щелочно-базитовые вулканические сооружения образовали подводные возвышенности уже к началу мела. Импульс магматизма, проявленный вдоль разломов, выходящих на материк, является общим и для океанского ложа и для прилегающих частей Африканского континента.

Лавы ложа западной части Индийского океана возникли к началу палеогена. В рифтовой долине Аравийско-Индийского хребта были подняты драгами палеоценовые базальты и габбро. Надстраивающие дно разломные магматиты — толенты вдоль океанского хребта, а также щелочные базиты вдоль секущих островных линейментов — активно формировались вплоть до миоцена. Синхронное поле Декан Индостана с двухактным магматизмом (раннефинальными площадными излияниями и позднефинальными щелочными разломными проявлениями) непосредственно смыкается с океанским полем вдоль береговой флексуры [117].

Лавовые провинции индоокеанского ложа можно сравнить с теоретически построенным финальным базальтовым полем многоактного становления (см. рис. 13, Б). Предполагаемый в океане геосинклиальный пояс должен был замыкаться вдоль двух отдельных ветвей, каждая из которых имеет собственную горстово-грабеновую систему (подводный тафроген). Западная ветвь замкнулась в две эпохи стабилизации, следовавшие «с разрывом» во времени одна за другой.

Атлантический океан (рис. 15). Лавовое поле, возникшее в палеогене в западной части Индийского океана, может быть протянуто по простиранию срединного хребта в Атлантику, где слагает его центральную зону и проходит на север вплоть до разлома Гиббса. Ряд скважин вскрывают здесь лавы и осадки эоцена. Это значит, что сам чехол лав на дне уже возник в на-

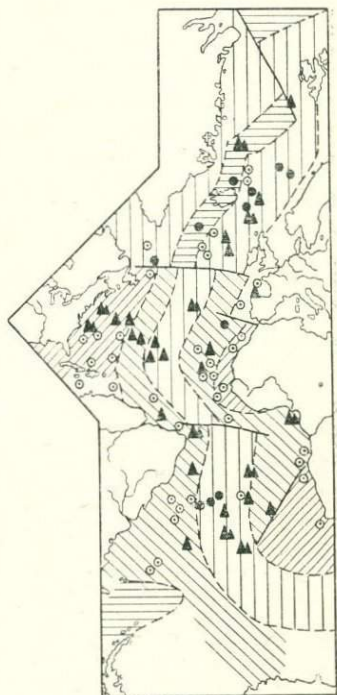


Рис. 15. Наиболее вероятный возраст базальтовых провинций в ложе Атлантического океана.

Условные обозначения см. на рис. 14.

чале палеогена. Существование в палеогене лавового дна в центре южной Атлантики подтверждается наличием крупных островных сооружений с вулканическими постройками высотой в 5—6 км над океанским дном. Некоторые острова содержат в своих привершинных частях миоценовые вулканиты. Крупные пьедесталы серий вулканических островов, надстраивающие океанское ложе, уже в начале миоцена выходили выше уровня моря и подвергались абразии (Буве, Вознесения, Азорские о-ва) [56]. Миоценовый импульс поднятий и мощного вдольразломного вулканизма совпадает с оформлением горстово-грабеновых форм срединного хребта. С плиоцена происходит заполнение его троговых долин, хотя вулканизм отдельных островов длится до сих пор.

Периферические базальтовые поля в ложе южной и центральной Атлантики были сформированы к середине раннего мела, так как лагунные и морские толщи альба широко развиты над вторым океаническим слоем (как правило, совпадающим с лавами в своей кровле). Поля осложнены вулканическими надстройками вдоль линейментов, выходящих на материк. На материках эти линейменты трассируются щелочно-базитовыми магматическими проявлениями, относящимися по возрасту к концу мела—палеогену. Как и в ложе океана, разломные магматиты материков формируются вслед за эпохами региональных базальтовых излияний, известных в бассейне Парана Южной Америки и в регионах Намибии в Африке. Рассмотренные периферические полосы в ложе океана протягиваются к северу до районов Бермуд и Большой Банки — на западе и до побережья Бискайского залива — на востоке. Они не несут собственных горстово-грабеновых систем. Этот импульс блоковой тектоники и магматизма, приходящийся на конец мела — палеоген, был подавлен региональными трещинными излияниями вдоль внутренних краев полей, где формировалось в это время лавовое ложе центра океана.

В самой широкой центральной области Атлантики наиболее периферические области его дна возникли значительно раньше. Уже в юрское время, а вероятно еще в конце триаса, здесь существовали солеродные лагуны поверх базальтов. И на западной, и на восточной периферии океана после погружения краев континентов в сторону Атлантики произошло формирование тафрогенов герцинид, выходящих сейчас на континентальных окраинах. Горстово-грабеновые формы герцинид созрели на рубеже триаса и юры. Они были частью размыты прежде чем наступила эпоха образования более внутренних океанических лавовых полей. Вполне вероятно, что здесь произошла стабилизация прежних геосинклинальных областей от периферии к центру океана «с размывом» в очередности циклов тектогенеза и соответствующих эпох финального магматизма.

Осевое палеогеновое лавовое поле Атлантики к северу от разлома Гиббса расщепляется на две периферические ветви. Вдоль них развиты мел-палеогеновые толенты, слагающие плащ эффузивов в ложе океана и в краях примыкающих материков. Поверх лав известны секущие разломы — линеаменты с вулканическими базитовыми комплексами щелочного уклона и роями даек, возникшие во второй половине палеогена — миоцене. Созданная в это же время блоковая структура затухшего хребта в Норвежском море, возможно, соответствует сооружению тафрогенного типа вдоль восточной ветви пояса.

Ложе вдоль срединного хребта северной Атлантики, хорошо изученное в Исландии, слагается миоценовыми толентами. Оно нарушено системой тафрогенного типа, созревшей в плиоцен-четвертичное время. Вулканизм, сопровождающий новейшую блоковую тектонику, — толеитовый с появлением базальт-липаритовых серий.

Таким образом, лавовые провинции ложа Атлантики показывают сходство с теоретически построенным лавовым полем многостадийного становления. Такое поле могло возникнуть при замыкании в последовательных циклах отдельных систем обширного геосинклинального пояса симметрично к его центру (см. рис. 13, А).

Северный Ледовитый (Арктический) океан. Выделение провинций в дне этого океана сделано условно, так как здесь не было бурения. Есть все основания продолжить центральное базальтовое поле севера Атлантики вдоль хребта Гаккеля. При этом можно предположить миоценовое толентовое поле в ложе океана и плиоцен-четвертичный импульс блоковой тектоники и разломного магматизма вдоль хребта. В то же время наличие меловых долеритов на севере Шпицбергена, на Земле Франца Иосифа, а также в Сибири в тылу складок Верхоянья (здесь с олигоцен-миоценовым тафрогенезом) позволяет допустить и возможность существования более древнего периферического поля, такого же, как и на перифериях северной Атлантики. Область хребта Менделеева (Альфа) с менее выразительной грабеногорстовой морфологией (наличие сплошного базальтового поля здесь подвергается сомнению), вероятно, сформировалась как ложе океанских осадков также к началу палеогена. Основанием для такого суждения служат базитовые мел-палеогеновые проявления востока Земли Элсмира, пролива Девиса, Лабрадорского моря, продолжающие океанскую провинцию по простиранию [100, 101].

Предложенная трактовка позволяет представить Арктический океан как обширное (возможно, не сплошное) базальтовое поле, сходное с теоретически построенным по типу Б (см. рис. 13). Имеется в виду замыкание геосинклинального пояса к двум осям отдельных ветвей.

Тихий океан. В восточной части Тихого океана вдоль подводного хребта существует базальтовое поле, сходное по строению с атлантическим (рис. 16). Надстраивающиеся вдольразломные вулканические сооружения его осевой зоны относятся к неоген-четвертичному времени. Это — этап тафрогенных подвижек и магматизма в «Провинции Бассейнов и Хребтов» Кордильер, возникших после становления раннефинальных постла-рамийских олигоцен-миоценовых лав плато Колумбия. Аналоги

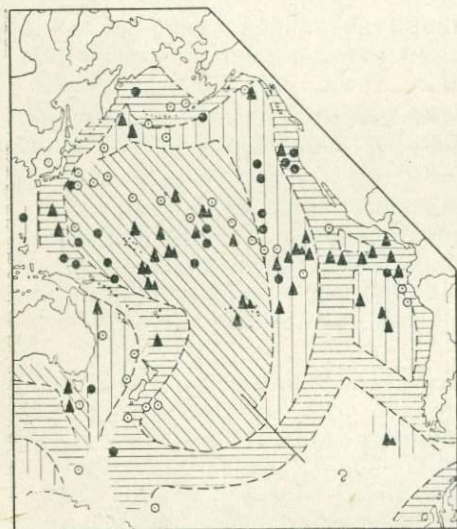


Рис. 16. Наиболее вероятный возраст базальтовых провинций ложа Тихого океана. Условные обозначения см. на рис. 14

этих базальтов, вероятно, слагают ложе вдоль оси океанического хребта. Более периферические области полосового поля возникли к началу палеогена, что подтверждается бурением. Они не несут горстово-грабеновых форм вдоль западного фланга хребта. Возможным аналогом такой структуры на востоке от хребта служит протяженное Галапагосское поднятие с его постпалеогеновым надстраивающим вулканическим комплексом

Совершенно иначе построено центральное тихоокеанское пространство. Его базальтовое днище существовало уже к началу мела, возникнув в общем одноактно на огромных площадях. Во второй половине мела и палеогене стали активно формироваться надстраивающиеся вдольразломные вулканические постройки (о-ва Лайн, Кука, Маршалловы).

Щелочно-базитовый и толеитовый вулканизм островов и отсутствие типичных горстово-грабеновых форм позволяет рассмотреть эту область как стабильный мегаблок, представляющий собой к моменту становления лавового ложа область платформенного типа.

Базальтовые поля запада Тихого океана либо примыкают, либо непосредственно входят в область современных геосинклиналей. Особая тектоническая позиция этих базальтовых полей уже отмечалась. Здесь важно подчеркнуть, что эта обширная и активная сейчас геосинклинальная полоса является частью фанерозойского геосинклинального пояса, выходящего западнее на материковые сооружения. Весь этот пояс служит западным ограничением центрального тихоокеанского талассократона. Южное и восточное ограничения кратона в предлагаемой трактовке

также соответствуют пространствам геосинклинального пояса. В отличие от западно-тихоокеанского, этот пояс, судя по строению поля лав, испытал полициклическое замыкание к своему центру (см. рис. 13, А) и оказался загружен финальными базальтовыми полями многостадийного становления.

Разновозрастные провинции базальтового ложа океанов, несущие системы разломов и вулканических линеаментов (см. рис. 14—16), ограничены на предложенных схемах прямолинейными границами, что является несомненной условностью. Вероятно также, что не все лавовые поля в ложе океанов имеют сплошной эффузивный плащ в кровле второго слоя. По аналогии с материками можно думать, что такой плащ ранних фаз региональных излияний распространяется лишь отдельными пятнами поверх своих орогенов, в том числе вдоль осей срединных хребтов. В то же время именно вдоль них наиболее мощны проявления надстраивающих магматических комплексов. Последние также способны создать покровные и щитовые чехлы, соответствующие позднефинальным образованиям.

Каждое из выделенных базальтовых полей в ложе океанов (кроме центрального тихоокеанского) либо вкrest простирается, либо вдоль простирается рано или поздно переходит в свой материковый аналог. Такое сочленение позволяет более уверенно устанавливать временной интервал образования лав океанского ложа, поскольку на материках известно не только окончание, но и начало эпох региональных эффузий.

* * *

Конечно, во многих случаях предложенное разделение океанских лавовых полей по возрасту преждевременно при нынешних знаниях. Однако, проведя такой предварительный анализ, можно обнаружить наглядную зональность в плане океанических базальтовых провинций. Это базальтовые пояса или их отдельные звенья следующих возрастов:

а) пермо-триасовые с надстройкой триасово-раннеюрских (к северу от Западной Сибири, к юго-востоку от Северной Америки);

б) рэт-лейасовые с надстройкой позднеюрско-раннемеловых (к юго-западу и юго-востоку от Африки);

в) юрско-раннемеловые с надстройкой меловых — палеогеновых (фланги южной и центральной Атлантики, по периферии Восточной Антарктиды, к югу и западу от Австралии, Центральные части Тихого океана);

г) позднемеловые — палеогеновые с надстройкой палеоген-раннемиоценовых (фланги северной Атлантики, Арктического океана, запад Индийского океана, запад центральных частей Тихого океана и его северные области, центральные части южной Атлантики);

д) олигоцен-миоценовые с надстройкой плиоцен-четвертичных (центр северной Атлантики, фланги хребта Гаккеля Арктического океана, юго-восточная часть Индийского океана, южная и восточная периферии Тихого океана).

В пределах всех выделенных полей отмечается концентрация поздних магматитов у внутренних краев полей, прилегающих к частью синхронным молодым полям следующего этапа образования, а также вдоль секущих разломов (называемых трансформными) или вулканических линеаментов. В последнем случае поздние магматиты любого из последующих циклов пространственно выплескиваются на внешние фланги полей, осложняя также поля предшествующего этапа образования.

Вдоль поясов, сложенных в днище океанов разновозрастными базальтовыми полями, одновременно намечается зональность и по их простиранию. По круто секущим зонам (иногда разломам) происходит смена возраста полей, так что каждая из полос внутри пояса может распадаться на отдельные звенья (см. рис. 15).

Дополнительно следует отметить, что в областях океанических хребтов располагаются базальтовые поля, всегда наиболее молодые в поперечной зональности, но не всегда самые молодые для Земли (т. е. не всегда олигоцен-миоценового возраста, см. табл. 1, рис. 11). Но и в том, и в другом случаях именно вдоль нарушенных разломами рифтовых систем океанических хребтов происходит пространственное совмещение базальтовых полей и выходов зеленокаменноизмененных базальтов или расланцованных метабазитов. Последние обычно включают тела серпентинизированных ультрабазитов. Ультраосновные плутоны, нередко несущие признаки стратиформных массивов, вскрываются также вдоль поперечных разломов в стенках эскарпов, где залегают среди основных магматических пород.

Траппы материков и базальты океанов выявляют очевидную сходную зональность внутри своих полей. Поэтому обратимся к рассмотрению их взаимного расположения и сопряженности в пространстве с окружающими тектоническими формами (рис. 17, 18).

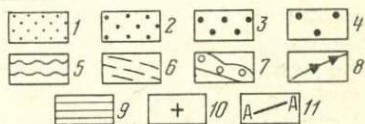
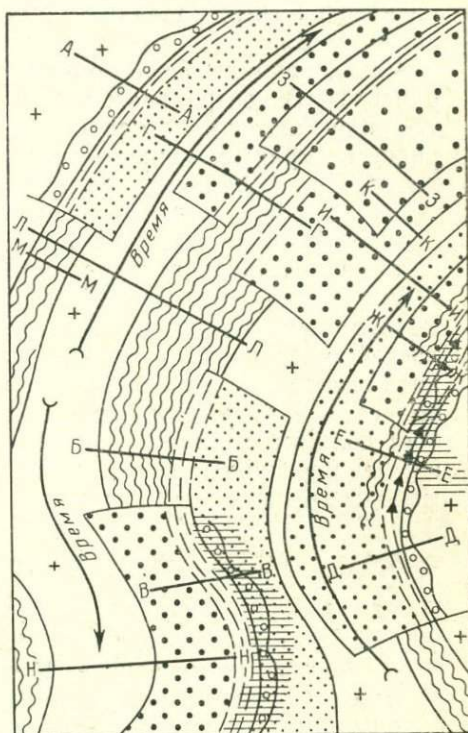
Один из главных признаков для трапповых полей — их соседство с платформами с внешней стороны и с областями завершённой (в данном цикле) или незавершённой (в последующем цикле) складчатости с внутренней стороны. Примыкание фланговых полей океанов к платформам (как древним, так и молодым) достаточно распространенный случай. Почти все фланговые поля океанов находятся именно в таком положении и поэтому для краевых базальтовых полей юга Атлантики, юга Индийского океана также может быть применен термин «внешние» зоны океанских базальтовых полей. В ином положении находятся базальтовые поля на северо-востоке Индийского океа-

на, на западе Тихого океана, на северо-востоке Тихого океана, и на западе Центральной Атлантики. Во всех этих случаях вдоль периферии материков известны или области завершённой

Рис. 17. Принципиальная схема соотношений базитовых провинций с платформами, орогенами и активными геосинклиналями.

Верхняя часть схемы показывает последовательное замыкание во времени геосинклинальных поясов с одноактным трапповым импульсом (слева) или с последовательными трапповыми импульсами при замыкании пояса к центру (справа). Центральная нижняя часть схемы показывает замыкание пояса к центру с асинхронными трапповыми импульсами на разных его флангах и с повторным орогенезом на стабилизированных областях. Правая нижняя часть — замыкание пояса к одному из флангов с образованием первого базитового поля, затем (вверх, вдоль оси времени) заложение новой геосинклинали на базитовом ложе с появлением краевого вулканического пояса на смежном орогене, затем — замыкание возникшей системы с образованием следующего базитового поля, орогена, краевого прогиба (повторный орогенез на смежных консолидированных структурах), затем — заложение новой геосинклинали системы на вновь созданном базитовом ложе с образованием более внутренней ветви краевого вулканического пояса.

1—4 — базитовые поля I, II, III и IV этапов становления; 5 — геосинклинали; 6 — орогены; 7 — краевые прогибы фронтальных платформ; 8 — краевые вулканические пояса; 9 — области повторного орогенеза; 10 — платформы; 11 — обстановки, известные в разное время в разных регионах (сопряженные тектонические и магматические комплексы): А—А — Сибирь в перми—триасе, Верхояне в мелу—палеогене, Аппалачи в перми—триасе (докембрий: Бушвельд, Рорайма); Б—Б — Антарктида в юре—мелу, Южный Китай в перми—триасе, Таудени в перми—триасе, Карру в триасе—юре (докембрий: Урал в рифее, Куддапах, регионы Северной Америки с сериями Белт и аналогов); В—В — Индостан — Китайская платформа в юре—мелу, Антарктида в неогене; Г—Г — Центральная и Западная Атлантика в юре—мелу (докембрий: Арнемленд — Мак-Артур в среднем рифее); Д—Д — Кордильеры в палеогене — неогене; Е—Е — Кордильеры в конце неогена, Северо-Восток СССР в мелу — палеогене; Ж—Ж — Северо-Запад Тихого океана в палеогене — неогене; З—З — Северная Атлантика в неогене (докембрий: Джорджина в начале кембрия, Австралия); И—И — Индийский океан в палеогене — неогене; К—К — Шпицберген, юг (докембрий: Кивино, Вольнь в венде); Л—Л — Центральная Атлантика в палеозое; М—М — Сибирь — Урал в палеозое; Н—Н — Индийский океан в юре—мелу



складчатости соответствующего цикла (запад центральной Атлантики — герцинские Аппалачи, северо-восток Тихого океана — ларамийские Кордильеры), или же области, в настоящее время переживающие геосинклиналиное развитие (системы желобов и

островных дуг северо-востока Индийского океана, запада Тихого океана, севера и северо-востока Тихого океана). Края океанических базальтовых полей выступают здесь как их «внутренние» зоны.

Отмеченное для траппов типичное взаимное расположение разновозрастных базальтовых полей выявляется и в пределах океанов. Внешние края центральных океанических полей, как правило, накладываются на внутренние (?) зоны более периферических. В центральных зонах океанов вдоль срединных хребтов сопрягаются одновозрастные базальтовые поля своими внутренними краями. Однако могут сопрягаться и внешние края разновозрастных полей (центр Индийского океана).

Таким образом, все типы пространственного сопряжения различных флангов полей, а иногда и соседство с платформами или геосинклиналями прослеживаются для океанических базальтовых, как и для материковых трапповых провинций. Однако имеется принципиальное отличие: в океанах мы не находим областей завершённой складчатости, к которым могли бы примыкать внутренние края базальтовых полей. Их можно лишь предполагать в виде сооружений, целиком запечатанных лавами. Они должны бы находиться и под срединными хребтами, полностью перекрытые сомкнувшимися внутренними краями самых молодых базальтовых плащей.

РАЗЛОМЫ ОКЕАНСКИХ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОЛЕЙ

Проведем анализ характерных черт океанских разломов, секущих базальтовые поля, с тем чтобы сравнить их с послетрапповыми разломами материков. Рассмотрим следующие признаки: 1) возраст становления разломов в общей геохронологии и по отношению к возрасту становления главного поля толеитовых базальтов; 2) пространственное расположение разломов по отношению к полям толеитов и по отношению к окружающим структурам; 3) специфику вдольразломных магматических проявлений.

Главные системы разломов в океанах формируют горстово-грабеновые формы срединно-океанических хребтов (океанских тафрогенов).

В становлении океанских грабеновых систем всегда реально выделяются минимум две принципиальные стадии. Ранняя стадия — образование толеит-базальтового плаща ложа океана. Образуются мощные площадные трещинные эффузии на фоне тектонических опусканий. Последнее подтверждается сменой мелководных осадков, внизу, глубоководными осадками вверху, в большинстве скважин, пройденных с судна «Гломар Челленджер» (см. рис. 14—16) и достигших базальтов в океанах. Поздняя стадия — вдоль полосовидного поля лав, обычно наиболее молодых в океане, происходит дробление океанского ложа верти-

кальными разломами и разнонаправленные перемещения призм коры. Блоковая тектоника сопровождается относительными поднятиями над уровнем глубоководных равнин и вдольразломными проявлениями базальтового вулканизма с образованием щитовых построек или вулканических гор. Щелочные разности ред-

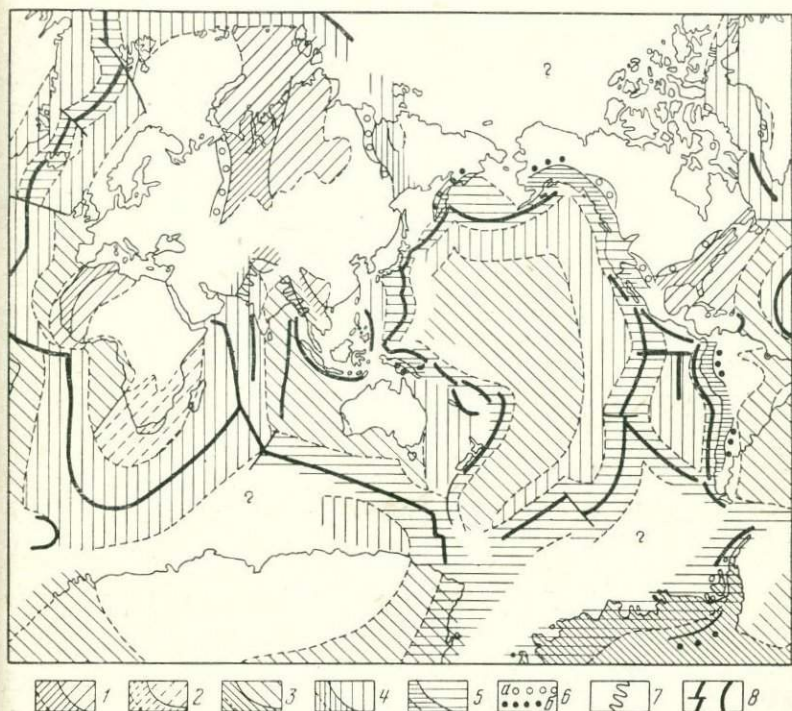


Рис. 18. Базальтовые поля материков и океанов.

1—5 — возраст базальтовых полей (редкая штриховка), частью перекрывающих складчатые системы (частая штриховка): 1 — конец перми — триас (герциниды), 2 — конец триаса — юра (поздние герциниды), 3 — конец юры — мел (киммериды), 4 — конец мела — палеоген (ранние альпиды, верхояниды, невадиды), 5 — конец палеогена — неоген (альпиды, ларамиды); 6 — краевые прогибы (а) и повторно-орогенные впадины (б); 7 — складчатые системы мезозоя поверх финальных базальтовых полей; 8 — оси океанских хребтов и глубоководные желоба

ки, преобладают толеиты, иногда дифференцированные до контрастных серий. Синхронно грабенообразованию, происходящему вдоль основной протяженной системы океанских хребтов, формируется сеть перпендикулярных хребту секущих разломов («трансформных»). Создается ступенчатый рельеф базальтового ложа океанского дна, иногда возникают асимметричные узкие грабены. Вдоль секущих разломов коры, трассируемых цепочками вулканических гор и островов, проявляется базит-ультрабазитовый магматизм с щелочным уклоном. Вулканические ли-

неаменты нередко прослеживаются непрерывно, переходя с ложа океанов на окружающие материки (рис. 19).

Сходство в стадийности становления грабеновых систем океанов и материковых тафрогенов представляется очевидным. Главное отличие первых — большой масштаб толентовых извержений ранней стадии и сопровождающих тектонических опус-

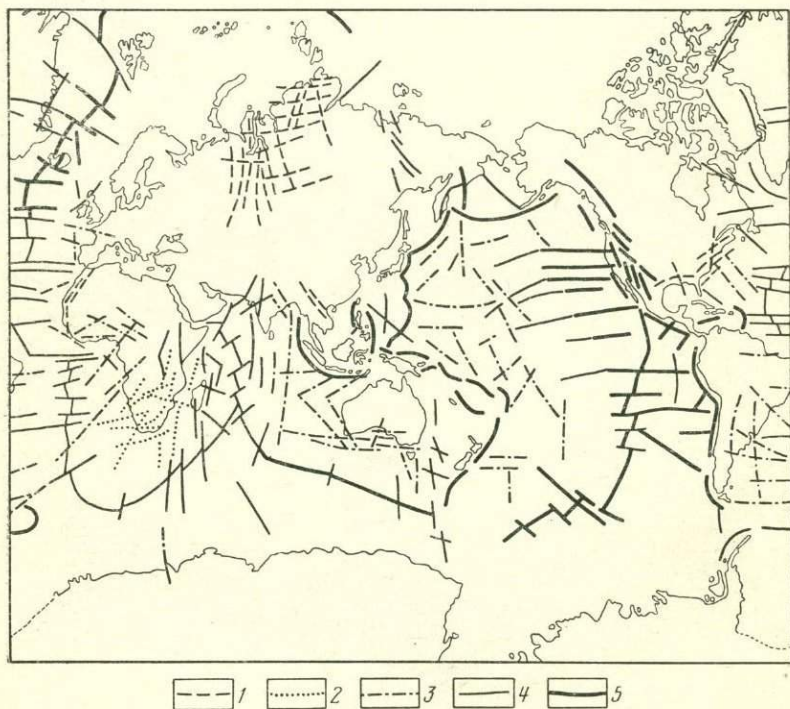


Рис. 19. Разломы, секущие кору материков и океанов.

1—5 — возраст разломов, секущих базальтовые поля (1 — триас — начало юры, 2 — юра — начало мела, 3 — мел — начало палеогена, 4 — палеоген — начало неогена, 5 — неоген — ныне)

каний. Второе заметное отличие — симметричное расположение ранних базальт-толентовых полей в основании океанских грабеновых систем относительно их оси. Для материковых тафрогенов типична асимметричная позиция базальтовых полей, расположенных в тылу складок орогенов, лишь на их тыльных платформенных рамках.

В становлении грабеновых систем океанов, как и для материковых тафрогенов, также устанавливаются две последовательных стадии, четко соответствующих стадиям эпигеосинклинального тафрогенеза на материках. Это — ранняя стадия — площадные лавовые излияния, главным образом толентов, и позд-

няя — вдольразломные внедрения дифференцированной базитовой магмы.

Перечислим эти парные импульсы последовательно от древних к молодым, характеризуя разные звенья океанических хребтов, несущих грабены.

Соответствующий эпикиммерийским фазам (см. рис. 11) — хребет 90 градуса Индийского океана. Соответствующие эпипаннеальпийским стадиям: хребет Южной и Центральной Атлантики, потухший хребет Норвежского моря, хребты Гаккеля (возможно, он еще более молодой) и Менделеева (Альфа). Соответствующие эпиларамийским стадиям: Восточно-Тихоокеанский хребет, хребет Индийского океана в области, разделяющей Австралию и Антарктиду, хребет Северной Атлантики, проходящий через остров Исландию.

Одновозрастные по двум стадиям становления системы океанских грабенов и эпигеосинклинальные тафрогены материков иногда прямо продолжают друг друга по простиранию (см. рис. 19). Это: Восточно-Тихоокеанская система — тафроген Кордильер; хребет 90 градуса — грабены восточного Индостана; Западноиндоокеанский хребет — Лаккадивские острова — грабены западного Индостана; хребет Гаккеля — Момские тафрогенные грабены Верхоянья. Во всех случаях на материках сплошность и масштабы базальт-толеитовых полей (здесь каждый раз раннефинальных по отношению к завершеному тектоно-магматическому циклу) значительно уменьшаются по сравнению с океанами. Одновременно исчезает и симметрия грабеновых систем с их толеитовым подложьем, типичная для океанов. Во всех случаях один из флангов океанского хребта продолжается на материке полем траппов тыльной рамы созревшего орогена, а второй из флангов океанского хребта сопрягается по простиранию с фронтальной стабильной рамой материкового складчатого сооружения, несущей краевой прогиб на платформе или повторно-орогенные впадины поверх областей более ранней консолидации. Взаимные переходы краевых океанских и материковых синхронных базальтовых полей одно в другое подчеркиваются наличием общих и одновозрастных разломов, выводящих дифференцированную базитовую магму поверх толеитов.

Рассмотрим соотношение материковых тафрогенов и систем океанских грабенов в пространстве (см. рис. 19).

Тафрогены материков, соответствуя замкнувшимся геосинклинальным системам, как и последние, окружают древние платформы своими разновозрастными звеньями и располагаются в пределах консолидированных геосинклинальных поясов фанерозоя. Синтафрогенные грабены согласные или секущие, возникая в одну из фаз соответствующего эпигеосинклинального тафрогенеза, проникают в то же время и глубоко внутрь кра-

тонов, нередко за пределы тыльных трапповых полей. В соответствии с замыканием частных геосинклинальных систем в поясах в самом общем случае следует ожидать появления более молодых тафrogenных систем на большем удалении от ядер кратонов. Иногда это можно установить. Эпигерцинские грабены Сикан-Юннаньской системы, возникшие в стадию тафrogenеза, вслед за становлением поля лав Эймешань Южно-Китайской платформы (из них позже развились специфические киммерийские шовные прогибы), приближены к этой платформе. Более молодая система эпикиммерийских синтафrogenных грабенов, возникшая после консолидации киммерид Бирмы, оканчивается смещенной в пространстве далее на запад, соответственно перемещению всей активной зоны, и охватывает уже области на востоке Индостана.

Известно, что геосинклинальные пояса, разделяющие или окаймляющие на материках древние платформы, не обязательно замыкаются симметрично к своему центру. При всех случаях, однако, самая молодая тафrogenная система всегда фиксирует область, наиболее долго сохранявшую геосинклинальную активность.

Системы океанских грабенов наиболее удалены от ядер материковых кратонов и от внешних границ геосинклинальных поясов фанерозоя. Древние геосинклинальные системы этих поясов присутствуют на материковых перифериях Атлантического типа, а центральные зоны поясов пространственно замещаются депрессиями океанов. Позиция океанских грабеновых систем по отношению к древним платформам наиболее сходна с позицией самых поздних тафrogenов в симметрично замкнувшихся геосинклинальных поясах. Секущие разломы («трансформные»), пересекающие последовательные тыльные базальтовые поля и сопровождаемые цепочками островных вулканов, ступенчато омолаживаются вдоль своего простираия, непосредственно переходя с континентов в края, а затем — на все более молодые базальтовые поля океанского ложа. Омоложение звеньев секущих разломов с приближением к оси замыкающегося геосинклинального пояса типично и для синтафrogenных секущих разломов на материках.

Если все системы тафrogenных материковых и океанских грабенов объединить в «грабеновые пояса», разделяющие древние платформы, то океанские системы займут в «грабеновых поясах» центральное положение. Они будут отделены от ядер кратонов тафrogenными системами. На материках осевые зоны выделенных поясов занимают самые молодые тафrogenы, совпавшие с осями замкнувшихся геосинклинальных поясов фанерозоя. Итак, в центре выделенных «грабеновых поясов» Земли оказываются либо рифтовые системы срединных хребтов — в океанах, либо поздние тафrogenы — на континентах, взаимно продолжая друг друга по простираию.

Таким образом, грабеновые системы океанов, вытянутые вдоль простирания базальтовых провинций соответствующего возраста, вполне сравнимы по масштабам и морфологии частных структур с тафрогенами материков. Как и последние, они несут надстраивающие комплексы из толеитовых вулканитов (с появлением контрастных серий). Секущие разломы с щелочным магматизмом сопоставимы с поперечными вулканическими линеаментами континентальных полей, выходящих от тафрогенов на ранее стабилизированные области или на древние платформы.

Этапы становления лавовых провинций океанов совпадают с глобальными эпохами двухактных импульсов плато-базальтового магматизма материков — с их раннефинальными площадными и позднефинальными вдольразломными проявлениями. Последние формируются в соответствии с сетками взаимно ортогональных разломов поверх разновозрастных базальтовых провинций океанского ложа. Такие сетки являются общими для материково-океанских сопряженных полей.

По стадийности становления, времени образования и положению в пространстве грабеновые системы океанов полностью сходны с эпигеосинклинальными тафрогенами материков. Поскольку разновозрастные тафрогены континентов пространственно совпадают с консолидированными геосинклиналями, логично и грабеновые системы океанов воспринять как тафрогенные сооружения замкнувшихся и полностью загруженных финальными базальтами полициклических геосинклинальных поясов фанерозоя.

ФОРМАЦИОННОЕ РАСЧЛЕНЕНИЕ НАДБАЗАЛЬТОВЫХ ОСАДОЧНЫХ ТОЛЩ ОКЕАНОВ С ПОЗИЦИИ МАТЕРИКОВОЙ ГЕОЛОГИИ

Как основа для сравнения надбазальтовых толщ океана с надбазальтовыми толщами материков принимается тектонотипический герцинский формационный набор Урала—Сибири, содержащий покровные базальты (см. рис. 5, 6, 11). Поверх позднепермско-раннетриасового базальтового щита здесь в триасе — юре одновременно формировались ранние плитные слои (на востоке Западной Сибири) в пределах погруженного ниже уровня моря консолидированного геосинклинального пояса, и тафрогенные молассоидно-вулканогенные образования в грабенах центральных и западных площадей. Поверх сплошного траппового плаща на Сибирской платформе в это время формировались щелочно-базитовые вулканические постройки «надстраивающего комплекса» (см. рис. 6, В). Складчатое сооружение Урала представляло собой в триасе приподнятую горстово-грабеновую структуру с активным вулканизмом, отделявшую

восточные моря Западной Сибири от области краевых лагун плоского континента Русской платформы.

С середины юры сплошной чехол молодой плиты, сложенный морскими осадками, трансгрессивно перекрывая размытые горсты тафрогена, стал постепенно запечатывать сложную «клавишную» структуру, имея скользящую возрастную границу в основании [64].

Как установлено в большинстве океанских регионов, нижние толщи осадков поверх базальтов площадного распространения сравнительно мелководные и формируются на стадии постепенных погружений до уровня карбонатной седиментации. Их можно представить как ранние плитные слои, отложившиеся поверх финальных базальтов, перекрывших погруженные в океан предполагаемые геосинклинальные консолидированные системы. Такие слои на флангах океанских хребтов синхронны грубообломочным вулканомиктовым образованиям их грабенов, а также надразломным вулканитам. По аналогии с материками эти разновозрастные комплексы соответствуют тафрогенным (грабеновым) формациям и их аналогам. Грабеновые толщи океанов называются эдафогенными по терминологии В. П. Петелина [54], П. Л. Безрукова и И. О. Мурдмаа [2]. И материковые, и океанические надбазальтовые слои возникают в сходных структурно-морфологических обстановках после образования толтей-базальтовых полей, хотя и на разных гипсометрических уровнях.

Индийский океан. Для восточных территорий океана с базальтовым полем позднеюрско-раннемелового возраста ранними плитными слоями предполагаемого погруженного под базальты киммерийского (см. рис. 11) сооружения можно считать мелководные карбонатные осадки мела — палеоцена (рис. 20, 21). Эти отложения синхронны накоплению надразломных щелочно-базитовых вулканитов островов, а также накоплению грубообломочных (грабеновых) и вулканогенных толщ хребта Девяностого градуса. Последний на рубеже мела — палеогена был приподнят выше уровня моря — в песчаниках палеогена здесь имеются прослои лигнитов. Сплошной плитный чехол, сложенный на востоке мелководными глинами и целиком перекрывший блоковое поднятие хребта, надстроенное вулканитами, накапливается в океане со второй половины палеогена доныне и имеет трансгрессивную нижнюю границу.

На юго-западе Индийского океана в зонах, прилегающих к Южной Африке, и в Мозамбикском проливе ранними плитными слоями могут считаться мелководные отложения юры — раннего мела. Они известны на материке в пределах Мозамбика, где ассоциируются с грабеновыми вулканитами, а также вскрыты скважинами в краях океана. Раннемеловые лавы слагают вулканические горы в проливе, где существует горстово-грабеновая структура. Сплошной плитный покров, сложенный глинистыми слоями, формируется здесь со второй половины раннего мела.

На палеогеновом базальтовом ложе внутренних областей запада Индийского океана ранними плитными слоями можно считать отложения второй половины палеогена — миоцена. Эти толщи одновозрастны вулканитам и грабеновым толщам Аравийско-Индийского хребта, а также магматитам «надстраиваю-

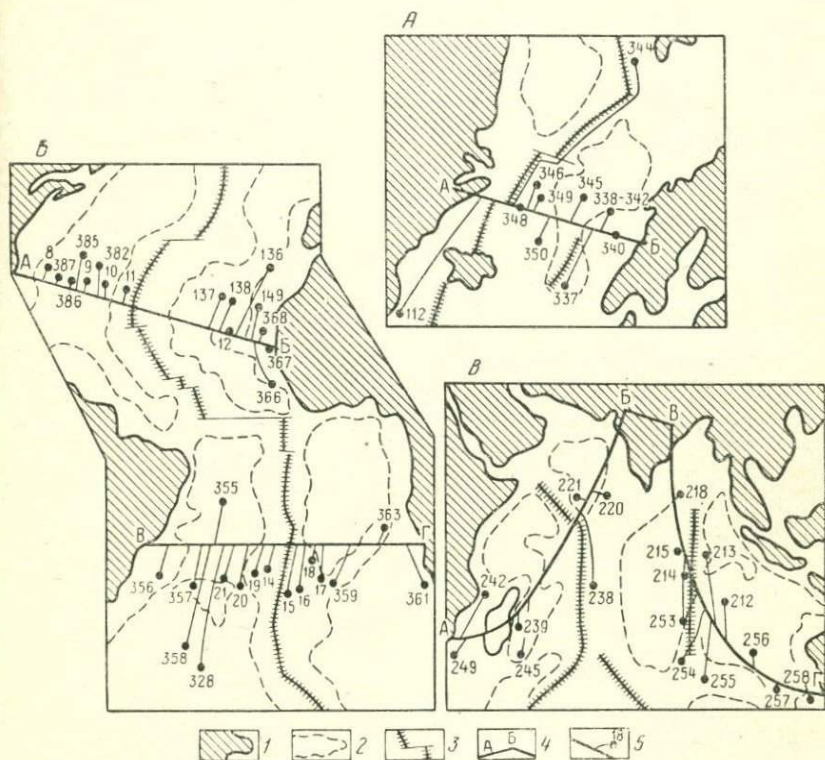


Рис. 20. Расположение станций бурения «Гломар Челленджер» в Атлантическом и Индийском океанах.

А — Северная Атлантика; Б — Центральная и Южная Атлантика; В — Индийский океан. 1 — границы континентов; 2 — главные черты рельефа дна; 3 — оси океанских хребтов; 4 — линии профилей; 5 — номера станций бурения и проекции складки на сводные профили

щего комплекса» в пределах материкового фланга базальтового поля — плато Деккан Индостана.

Атлантический океан. В краях центральной Атлантики эпигерцинские (пермь — триас) базитовые поля представлены провинциями Аппалачей — Уошито на западе и Мавританид — Таудени на востоке. В том и другом случаях триас и юра слагаются в краях материков и в примыкающих зонах океана грабеновыми (тафрогенными) молассоидами или континентально-лагунными соленосными толщами — ранними плитными слоями.

Последние свидетельствуют, что в то время периферические бассейны Атлантики представляли собой полузамкнутые акватории [102], ограниченные со стороны современных глубоководных центральных океанских площадей барьерными структурами островного либо отмелеподобного типа. Только в конце юры — начале мела, одновременно с эпохой становления более внутренних океанических базальтовых полей, в зоны краевых полузамкнутых бассейнов начало трансгрессировать море. Морские фации — сплошной чехол плиты — устойчиво накапливаются здесь лишь с раннего мела. Глубоководные осадки на подводных плато возникают в конце мела [22, 95, 103], уже на стадии формирования срединных базальтовых покровов океана.

Базальтовые мегапокровы, омолаживающиеся к оси океанического хребта, можно воспринять как финальные базиты, последовательно перекрывшие погружавшиеся поднятия внутренних зрелых орогенов. В юре — мелу были перекрыты киммериды, в мелу — палеоцене — ранние альпиды* (рис. 22).

Для областей Южной Атлантики можно применить те же рассуждения. Краевые опускания материков (периокеанические прогибы) возникли здесь в конце юры — начале мела. Это эпоха становления континентальных базальтовых полей (бассейн р. Параны, районы Анголы). Вплоть до позднего мела эти участки накапливали лагунные соленосные толщи огражденных бассейнов [22, 95, 103] — ранние плитные слои. Только возникновение центральных базальтовых покровов в океане [мел-палеоценовых] привело к уничтожению ограждавших лагуны барьерных структур. Этот момент вполне мог соответствовать погружению раннеальпийских орогенных поднятий в цент-

* Раннеальпийские (невадские) складчатые деформации в пределах Атлантики подтверждаются складчатым ранним мелом на о-вах Зеленого Мыса [22, 56, 58].

Рис. 21. Возможное положение океанических базальтов в рядах геологических формаций Индийского океана (см. рис. 20, В).

I — схема соотношения базитовых мегапокровов и вмещающих осадочных формаций на профиле А—Б—В—Г (все комплексы ниже забоев скважин показаны предположительно; масштаб профиля условный — мощность базальтов ложа может значительно превышать 1000 м, мощность перекрывающих осадков — обычно первые сотни метров); 1—5 — осадочные формации (1 — сплошного чехла молодой плиты, 2 — ранних плитных слоев, 3 — тафрогенно-эдафогенные, 4 — орогенные и их платформенные аналоги, 5 — геосинклинальные и синхронные им платформенные); 6 — толентовые базальты и силлы долеритов; 7 — гранитный слой; 8 — вулканические аппараты; 9 — скважины.

II — состав формаций, перекрывающих базальты ложа: 10 — карбонаты и карбонатные илы; 11 — глинистые илы и глины (красные); 12 — радиолярные илы; 13 — туфы, туфогенная примесь; 14 — кремнистые прослои; 15 — пески и песчаные глины; 16 — конгломераты; 17 — слои с глауконитом; 18 — континентальные прослои; 19 — поверхности несогласий и перерывов; 20 — толентовые базальты и силлы долеритов; 21 — базиты надстраивающих комплексов.

III — схема возрастных соотношений геологических формаций (1—5) и положение формационных рядов в тектоно-магматической цикличности (перерывы в осадконакоплении не показаны); 22—23 — главные этапы становления магматических образований (22 — продолженного позднефинального магматизма, 23 — толентоваго магматизма)

ре современной южной Атлантики. Одновременно по́верх базальтов краевых зон океана мощно проявились разломный вулканизм вдоль цепей островов, а также — обособление грабенов

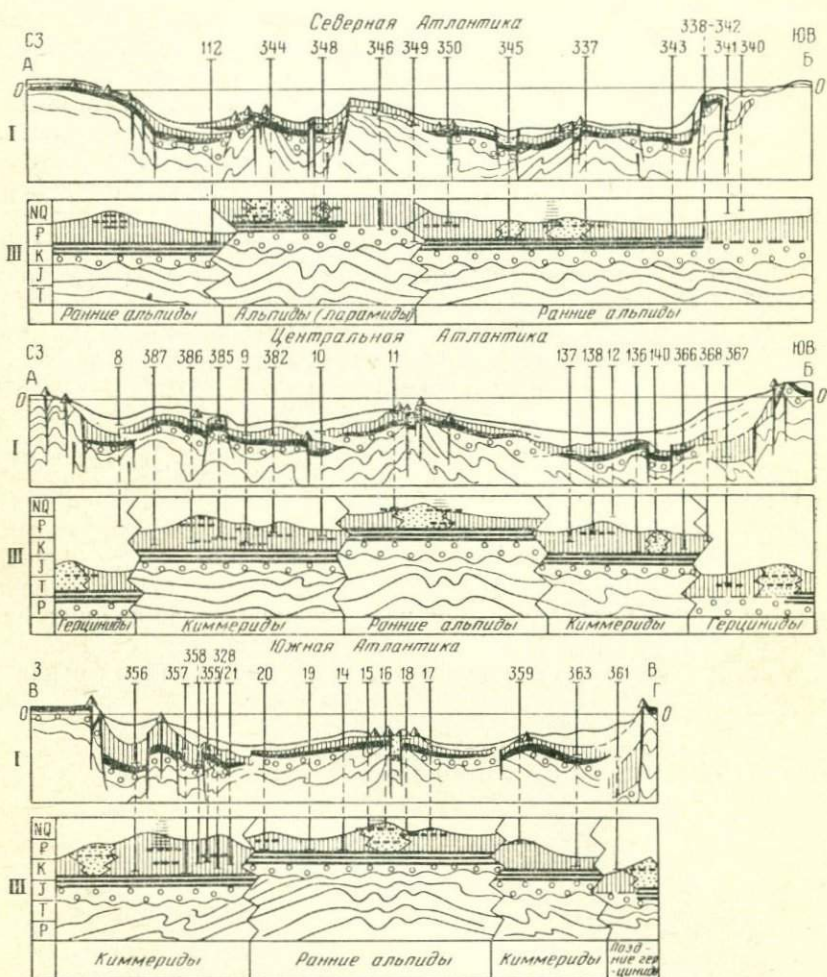


Рис. 22. Возможное положение океанических базальтов в рядах геологических формаций Атлантического океана (см. рис. 20, А, Б).

Условные обозначения см. на рис. 21

на материковых окраинах Южной Америки и Африки. Сплошной плитный чехол над юрско-раннемеловыми базальтами стал накапливаться с палеогена, постепенно перекрывая вулканические горы (см. рис. 22).

В периокеанических бассейнах Северной Атлантики бассейновые отложения огражденных лагун (здесь паралические уг-

леносные) развивались позже, вслед за становлением мел-палеоценовых материково-океанических базальтовых полей. Накопление угленосных толщ — ранних плитных слоев — длилось вплоть до миоцена, сменившись затем повсеместно накоплением морских карбонатов, слагающих сплошной чехол плиты. Миоценовые погружения в северной Атлантике, синхронные становлению базальтов срединного хребта, совпадают по времени с финальным опусканием предполагаемого здесь орогена альпид (ларамид)*. Вполне возможно, что это вызвало трансгрессию в краях материков. Гравелитовые слои верхов палеогена, вскрытые скважинами в пределах Ян-Майенского хребта (рейс 38, 103), вполне могут отвечать молассовому комплексу ларамийского орогена, погруженного под миоценовые лавы.

Клавишная грабено-горстовая структура океанического хребта выступает в Исландии над уровнем моря. Здесь и в настоящее время формируются молассоидно-вулканогенные образования, подобные эпиларамийским тафрогенным комплексам. Ранними плитными слоями поверх миоценового базальтового плаща севера Атлантики можно считать плиоцен-четвертичные осадки флангов Срединноокеанического хребта. Эти осадки синхронны грабеновым (тафрогенным — эдафрогенным) вулканитам и молассоидам, которые накапливаются до сих пор.

В предложенной интерпретации разновозрастные континентально-лагунные (внеграбеновые) толщи периферических бассейнов Атлантики выступают как ранние плитные слои поверх предполагаемых складчатых систем, перекрытых лавами (см. рис. 22). Одновременно они представляют собой стратиграфические аналоги тех орогенных формаций, которые возникали в пределах прежних внутриатлантических складчатых сооружений (юрские — киммерид, меловые — ранних альпид, палеогеновые — ларамид, см. рис. 11).

Мы рассмотрели надбазальтовые слои осадочных толщ океанов Атлантического типа. Здесь типично полосовое расположение разновозрастных полей с омоложением к центру океана. Так же можно расчленить осадочные толщ вдоль хр. Гаккеля, хр. Менделеева Северного Ледовитого океана, вдоль хребта, отделяющего Австралию от Антарктиды, а также вдоль Восточно-Тихоокеанского поднятия (оно продолжается на материке тафрогеном Кордильер). Для этих зон, как и в Атлантике, характерно полосовое расположение полей океанского ложа.

Центр Тихого океана. Базальтовое ложе имеет здесь юрско-раннемеловой возраст базальтов и мел-палеоценовый (до совре-

* Ларамийские складчатые деформации подтверждаются раннетретичной альпийской системой запада Шпицбергена [91], а также мощным доэоценовым несогласием на западе Ирландии [74, 101].

менного) возраст базитов островных сооружений. Поле ограничено на юге и востоке полосовидными зонами более молодых базальтов, а на западе — системой желобов и островных дуг с базальт-андезитовым вулканизмом. Это гигантское пространство, перекрытое лавами, невозможно представить как финальное поле для единичного комплекса платформа — ороген уже по его масштабу. Ни одно из материковых полей не сопоставимо с центральным тихоокеанским. Учитывая структуру Гавайского хребта на севере поля с его ответвлением в виде Императорских Гор и наличие вдоль этих сооружений молодого и очень мощного надстраиваемого комплекса поздне меловых — современных вулканитов, можно, исходя из самых общих соображений, предположить под ними замкнувшиеся геосинклинали. Судя по возрасту главного поля лав в центре океана, эти замкнувшиеся погруженные сооружения могли бы отвечать киммеридам (см. рис. 11). Наиболее выразительные поднятия, обычно сопутствующие тафрогенезу, должны были в этом случае произойти в конце мела — палеоцене. Этот этап поднятий океанского дна, покрытого лавами, подтверждается мощной эрозией атоллов того времени* [113].

Высказанное предположение (условность его очевидна) позволило бы представить область центрального Пацифика в виде обширного (талассо-)кратона. Поскольку он был охвачен мощным юрско-раннемеловым базальтовым магматизмом — эпикиммерийским по возрасту излияний, — кратон должен был играть роль тыла для замкнувшихся со всех сторон по его периферии киммерид. Осадочные слои кратона можно представить как плитный комплекс (древнего?) кратона.

Базальты океанов как ложе плитных слоев. Итак, для всех базальтовых полей в пределах океанов Земли мы рассмотрели наборы перекрывающих толщ, которые могут быть названы: а) формациями ранних слоев молодых плит с прерывистым распространением и б) формациями плит — как молодых, так и древних платформ — сплошного распространения. Здесь имеется в виду тектонический смысл формаций. Если говорить о вещественном составе, то те и другие могут быть отнесены к «классу пелагических формаций талассогенов» [2], при этом первые — в самом общем виде — к карбонатно-пелагическим (более мелководным), вторые — к глинистым и глинисто-кремнистым (более глубоководным). Кроме того во всех океанах могут быть выделены формации «класса срединно-океанических хребтов» [2], вулcano-эдафогенные — аналоги наземных тафрогенных.

Сама терминология свидетельствует, что как бы ни толко-

* Рифтогенез часто совпадает с поднятием океанского хребта выше уровня моря (Исландия в плиоцене, хребет Девяностого градуса в палеоцене). Последующие погружения рифтогена (океанского тафрогена) можно объяснить эвстатическим поднятием океана вслед за обрушением более молодых орогенов.

вать «добазальтовое» развитие океанов, современное их состояние на преобладающих площадях (вне систем срединных хребтов) отражает платформенный режим накопления осадков, что неоднократно подчеркивалось многими авторами*.

Терминология свидетельствует также, что под базальтовым ложем значительных площадей современных океанов предполагаются молодые, замкнувшиеся в мезозое — начале кайнозоя складчатые эпигеосинклинальные системы. Проследив любое из базальтовых полосовидных полей океанов вместе с покрывающими осадками в одном случаях — по простиранию, в других — вкрест простирания, можно убедиться, что каждое из них (кроме центрального тихоокеанского) непосредственно сомкнется со своим материковым аналогом (см. рис. 18). На материках, как говорилось, наборы геологических формаций, подстилающих и перекрывающих базальты, подтверждают предлагаемую трактовку.

Базальты тихоокеанских окраин как ложе геосинклинальных образований. Из всех океанических пространств не рассматривались те области, где сейчас на базальтовом дне существуют системы желобов и дуг. Часть дуг — островные дуги второго рода [5] возникли прямо на базальтовом ложе. Вся система структур вдоль побережий Тихого океана рассматривается большинством исследователей как современная геосинклинальная область [57 и др.]. На периферии Тихого океана материковые участки базальтовых полей и краевые поля базальтов-океанского дна входят в общие комплексы финальных базитовых образований ларамид. В виде желобов обособлены сейчас лишь отдельные узкие зоны таких полей (см. рис. 18, 19). В желобах и на островных дугах второго рода формируется сейчас набор осадков ранне- или среднегеосинклинальных стадий развития. Это андезитовые магматиты на островах и подводных кордильерах, граувакки и туфы на их склонах, слоистые глубоководные илы с турбидитовой седиментацией в желобообразных трогах [81, 89]. Наличие базальтового ложа в основании всех этих комплексов позволяет рассмотреть системы структур как эвгеосинклинали с контрастными син- и антиформами.

Области окраинных морей, расположенные со стороны материковой стабильной рамы современных эвгеосинклиналей, накапливают плащеобразные серии осадков и отвечают прогибам, наложенным на области ранней консолидации. Это миогеосинклинальные бассейны на востоке и повторно-орогенные структуры либо депрессии современных молодых плит на западе.

* Вопрос о том, можно ли считать молодые плиты современных океанов с их базитовым ложем и тонким чехлом частью кремнистых осадков — дном геосинклинального пояса нового мегацикла, обсуждается далее.

БАЗАЛЬТОВЫЕ ПОЛЯ ЗЕМЛИ
И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫЕ ПОЯСА
В ГЕОЛОГИЧЕСКОМ ВРЕМЕНИ

Центральные равнинные области материков представляют собой древние платформы, на которых прежние горноскладчатые сооружения, пенепленизированные еще в докембрии, перекрыты чехлом отложений фанерозоя. Древние платформы отделены друг от друга различными мегаструктурами. Это либо океаны с их базальтовым дном, вдоль периферии которых имеются горные цепи фанерозойских геосинклиналей, либо сплошные складчатые пояса геосинклинального типа (Средиземноморский), либо, наконец, молодые плиты (типа Западной Сибири). В последнем случае мы обнаруживаем между двумя платформами молодое горноскладчатое сооружение, обрушенное почти целиком под плащ молодых осадков (цепи Урала на западе и байкалиды приенисейской полосы на востоке сохранились приподнятыми). Обрушению предшествовали и сопутствовали мощные излияния базальтовых лав, охватившие древнюю Сибирскую платформу, прилегающую с востока к геосинклинали, а также и сам горноскладчатый пояс.

Анализ эпох сходного базальтового (траппового) магматизма на материках показал, что лавовые излияния такого типа всегда сопровождают обрушение эпигеосинклинальных горных стран и превращают прежние области сложного складчатого строения, но с уже выровненным рельефом, в погружающиеся депрессии, залитые лавами. Затем поверх разновозрастных лавовых полей возникают горстово-грабенные системы, соответствующие в геотектонических циклах тафрогенезу, происходящему на фоне повторных поднятий.

Материалы глубоководного бурения позволяют представить океаны атлантического типа как геосинклинальные пояса полициклического замыкания, последовательно загруженные плащами финальных базальтовых лав. Срединные океанические хребты сходны с тафрогенами самых молодых консолидированных геосинклинальных систем, обрушенных и перекрытых базальтами.

Если представить пространства океанов как замкнувшиеся геосинклинальные пояса, следует уточнить три важнейших вопроса.

А. Существуют ли общие очевидные закономерности в распределении на планете реальных — материковых геосинклинальных поясов и их предполагаемых океанических аналогов?

Б. Почему только часть геосинклинальных поясов Земли подверглась полному перекрытию лавами с погружением в океаны, тогда как другая часть сохраняет свое материковое состояние?

В. Является ли уникальным в истории Земли акт перекрытия части замкнувшихся геосинклинальных поясов плащами базальтов? Существовали ли раньше аналоги молодой поверхностной базальтовой оболочки Земли?

ЗАКОНОМЕРНОСТИ В РАСПОЛОЖЕНИИ ОКЕАНОВ И ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ

Лавовые поля финальных базальтов, объединявшие на время платформы с замкнувшимися геосинклиналями, возникали в конце каждого тектоно-магматического цикла, переживая затем различную историю. Материковые части этих сложных полей (ранне- и позднегерцинских, киммерийских, ранне- и позднеальпийских) — трапповые провинции — смыкаются в краях континентов с базальтами второго слоя океанов. На побережьях атлантического типа трапповые провинции материков отвечают платформенным частям сложных базальтовых полей, тогда как базальты прилежащего океанского дна отвечают финальным базитам обрушенного складчатого сооружения (Карру и юго-восток Индийского океана, бассейн Параны и юго-восток Атлантики, Декан и северо-запад Индийского океана). Для побережий Тихого океана, а также для некоторых участков в Атлантике и в Индийском океане краевые базитовые провинции материков соответствуют финальным магматитам орогенов, а лавы дна прилегающих океанов отвечают базальтам тыльных областей орогенов и (или) тыльных платформенных рам (магматиты «Провинции Бассейнов и Хребтов» Кордильер — лавы плато Колумбия и аналоги — лавы ложа вдоль восточного побережья Тихого океана; базиты Аппалачей — Уошито и базальты Мексиканского залива, а также прилегающей Атлантики).

Установив позицию траппов в соотношениях с платформами и геосинклиналями, их положение в рядах геологических формаций, а также их время и место в геотектонической цикличности, можно теперь обратиться к более общим построениям. Такие построения должны привести к решению задачи, поставленной выше. Желательно провести общую реставрацию тех геотектонических сооружений, которые существовали в эпохи трапповых излияний. Необходимо восстановить прежние геологические комплексы, все части которых были функционально взаимосвязаны и внутри которых траппы соответствовали лишь одному из естественных и необходимых органов.

Проведем реставрацию таких сооружений в плане, чтобы выявить возможные взаимоотношения прежних эпигеосинклинальных горных цепей, их платформенных рам, а также разновозрастных трапповых провинций между собой.

К востоку от Южной Америки в эпоху базальтового магматизма на рубеже юры и мела должны были располагаться киммерийские горные цепи уже сформированного и размытого сооружения, сочленявшиеся с геосинклиналями гряды Скоша и

Антарктид. В областях Мексиканского залива и центральной Атлантики близ Аппалачей располагалась тыльная платформенная рама герцинид, хотя далее к центру океана, вероятно, существовали более молодые геосинклинали, замкнувшиеся в киммерийском цикле и сочленившиеся с более южными системами этого тектонического этапа. К востоку от Гренландии и к западу от Британии и Шпицбергена в конце мезозоя замкнулись ранние альпиды (невадиды). Их продолжение устлавливается на Восточносибирской периферии Северного Ледовитого океана (Верхояниды). Вероятно, полоса сходной тектонической природы соответствовала регионам хребта Менделеева (Альфа) с выходом на восточные области Земли Элсмира и к западному побережью Гренландии (возможно, здесь существовало внутрикратонное ответвление геосинклинали, типа авлакогена). В более центральных областях северной Атлантики, там, где сейчас расположена Исландия и севернее на хребте Гаккеля, находились еще более молодые геосинклинали. Их замыкание в эпоху ларамийского тектогенеза привело к возникновению Исландского миоценового базальтового покрова и молодого поля базальтов на севере Шпицбергена (см. рис. 18, 19).

Добазальтовая история материковых и океанских площадей, перекрытых разновозрастными плащами лав, может, в связи с вышеизложенным, оказаться сходной. Действительно, 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, ранее развивавшиеся различно (геосинклинали и платформы). Происходит относительное выравнивание условий на глубине и в литосфере для проникновения магмы поверх областей разной тектонической природы. Сохранится ли в дальнейшем эта нивелировка глубинных условий, а также специфика состояния литосферы внутри крупных сложно построенных зон, зависит от последующих геологических событий, в том числе происходящих на примыкающих площадях.

Не вступая в противоречия с фактами, можно считать, что океаны типа Атлантического — это стадийно замкнувшиеся геосинклиналильные пояса, перекрытые последовательными полями финальных (в циклах) импульсов базальтового магматизма. Возникновение океанов в современном виде отражает в этом случае лишь одну из фаз — одну из стадий развития геосинклиналильных поясов Земли.

Некоторые данные по поводу образований реально подстилающих океанические базальты, получены с помощью драгировок в стенках рифтов и рассекающих рифты поперечных разломов. Практически все типы пород, обнаруженные здесь

[42, 95, 84] и объясняемые часто ледовым разносом [95, 85], могут быть связаны со вскрытием в стенках эскарпов слоев, принадлежащих погруженным складчатым сооружениям. Явно преобладают в драгах базиты и серпентинизированные ультрабазиты. Ранее принимавшиеся представления, что последние тяготеют к основанию второго слоя океанической коры и, следовательно, могут быть представителями ее третьего геофизического слоя, не подтвердились более детальными исследованиями французских геологов, проводившимися с помощью батискафа. Было установлено, что представители базитовых и ультрабазитовых разностей пород распределяются в стенках разломов (в разрезе океанической коры, вскрытой уступами) без всякой закономерности по вертикали.

Иногда встречаются в драгах и породы сиалического типа, в том числе сильно метаморфизованные и очень древние. В предлагаемой трактовке, с учетом возможного наличия под лавами полициклических геосинклинальных образований, ограничений для древности пород не существует. Любое геосинклинальное сооружение всегда включает образования многих предшествующих циклов. Однако должно существовать ограничение по молодости образований. Так, например, загруженный базальтами эпикиммерийский ороген не должен содержать ларамийских гранитов и метаморфитов, эпиларамийский — неогеновых гранитов и т. д.

Частое нахождение в океанских рифтовых долинах и вдоль поперечных разломов амфиболитов, серпентинитов и даже слабо измененных ультрабазитов может говорить о совпадении рифтовых форм рельефа океанского дна с офиолитовыми швами складчатого основания (что типично для тафрогенов на материках), а также о возможном вскрытии в поперечных разломах крупнейших плутонов базитов — гипербазитов, часто присутствующих в ортогональных разломных структурах трап-повых полей.

Представление о современных океанических пространствах как о геосинклинальных поясах, находящихся в определенной фазе развития (запад Тихого океана давно трактуется именно так) [57, 69], 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 предлагаемой трактовку можно найти в трудах Н. М. Страхова [64], В. В. Белоусова [4], Г. П. Леонова [29], Н. П. Хераскова [75], А. А. Пронина [56]. В работе Г. П. Леонова подобные построения распространены и на область Тихого океана. Сами же идеи о прежных крупных массивах суши в Тихом океане восходят к тру-

дам Зюсса, Ога, Делоне, Кобера. Итак, намеченные представления о геосинклиналях, совпадающих так или иначе с океанами, отнюдь не новы. Новой является предлагаемая концепция о соответствии базальтов океанского дна финальным магматитам геосинклиналей. Эта концепция позволяет: а) понять тектоническую природу океанских базальтов, излившихся поверх замкнувшихся геосинклинальных систем; б) уточнить простирающиеся погруженных и консолидированных систем по датировкам базальтов дна, а также стадийность их консолидации; в) уловить закон, определяющий последовательность становления отдельных зон базальтового ложа океанов. Ясно, что в предложенном толковании этот закон окажется лишь одним из того свода законов, который должен объяснить развитие геосинклинальных поясов Земли. Проблема возникновения нынешних океанов на лике планеты становится в связи с этим составной частью учения о геосинклиналях — ведущей теории в проблемах геологического развития нашей планеты.

Для проверки приведенных построений предлагается схематическая карта Земли (рис. 23) с изображением пространственного расположения геосинклинальных поясов и разделяющих платформ (те и другие — в материковом либо океаническом состоянии). Энергетически более активные зоны — геосинклинальные пояса — показаны пересекающими континентальные границы. Замкнувшиеся геосинклинальные пояса, предполагаемые в океанах, естественно продолжают по простирацию либо реальными складчатыми поясами материков, либо теми геосинклинальными областями, которые активно развиваются до сих пор.

Ширина активных поясов показана условно, она менялась во времени и неоднократно. Пояса можно еще более расширить, вплоть до древнейших ядер кратонов. При этом нужно иметь в виду 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 были центрированы. Как условные осевые линии поясов воспринимаются линеаменты с выходами гипербазитов. На материках это широкие системы офиолитовых разновозрастных швов геосинклиналей, в океанах — рифтовые зоны океанических хребтов. Первые, будучи вскрыты в рельефе, ведут себя в плане более прихотливо. На схеме указаны и некоторые линеаменты, также фиксирующие зоны активности, но (в настоящее время) представленные структурами других типов. Такими линеамен-тами явились оси орогенов без вскрытых офиолитов, а также крупные вулканические поднятия или гигантские разломы океанского дна (вдоль части таких разломов тоже имеются проявления гипербазитов).

Простира́ния геосинклинальных поясов и их осевых зон установлены по Атлантико-Евразийскому полушарию, где лучше известны многие границы. Затем их сеть повторена, графически наложена на Тихоокеанско-Американское полушарие (сдвиг на 180 градусов по широте). Здесь совпадение простира́ний реальных структур с простира́ниями наложенной сети активных зон другого полушария представляется очевидным.

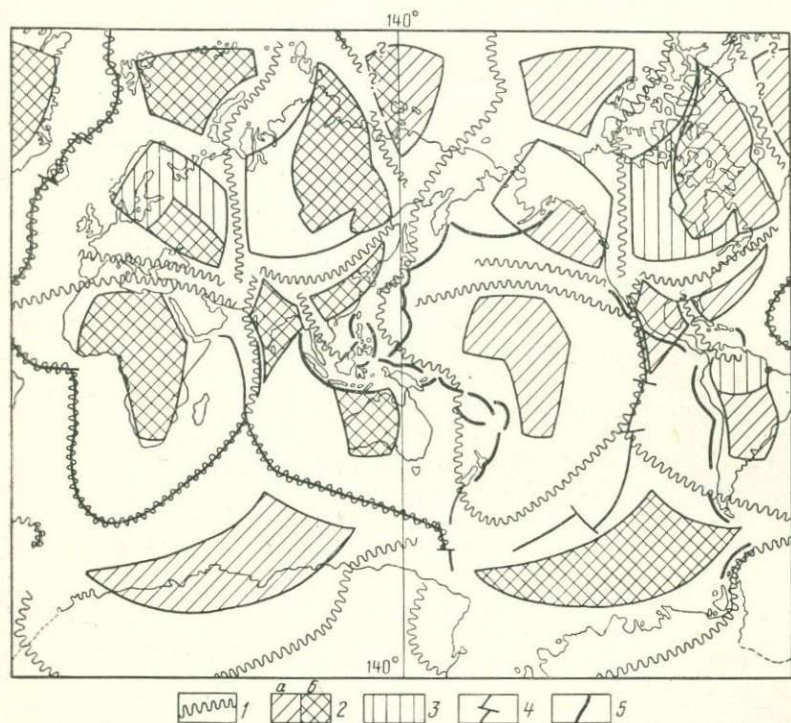


Рис. 23. Схема расположения материково-океанских геосинклинальных поясов неогена, разделяющих кратоны.

1 — оси геосинклинальных поясов; 2 — кратоны (а — установленные, б — предполагаемые — графически наложенные); 3 — области среднекембрийских геосинклиналей в пределах фанерозойских кратонов, симметричные геосинклиналям неогена в противоположном полушарии; 4 — оси океанических хребтов; 5 — глубоководные желоба

Древность 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 активно выводящих энергию недр. Устойчивость сети геосин-

клинальных 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 среднедокембрийским системам Балтики, палеозонды Урала — Сибири — среднедокембрийским системам Канадского щита, альпиды Индонезии — среднедокембрийским системам Бразилии. Заметим, что ось Тетиса оказывается симметричной не замкнувшимся либо живым геосинклиналям, а гигантским разломам 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. Однако несомненно, что решетка энергопроводов, ячеек которой сужались или расширялись со временем, отражая миграцию воли активности, существовала постоянно, поскольку все намеченные пояса развивались полициклически. Отдельные звенья этой симметричной по оси вращения энерговыводящей сети нашей планеты функционируют — и в прошлом и сейчас — различно, а если однотипно, то со сдвигом по фазе. Волны геосинклинальной активности, как известно, смещались во времени, а зоны их влияния расширялись и сужались периодически. Сама же симметричная канва, определяющая «рельсы» для таких волн, стабильна. Отсюда ясно, что ни о каком заметном латеральном смещении крупных глыб литосферы не может быть речи. Горизонтальные перемещения ограничиваются синскладчатым шарнированием геологических тел по поверхности твердой земной оболочки. При этом безусловен примат вертикальных движений, определяющих «выворачивание» и разваливание осадочных призм в условиях их насыщения магматитами и метаморфического преобразования.

Установление осевой симметрии Земли имеет важное планетологическое значение. Действительно, сеть активных зон нашей планеты, разделяющих стабильные глыбы, похожа на системы «темных» поясов, расчленяющих «светлые» поля на других планетах и спутниках [76]. Там решетка опознается по различию альбеда. Обнаружение симметрии в расположении главных энергопроводов Земли с помощью методов геологии является независимым аргументом для поддержки намеченного направления исследований.

Поскольку глубинная симметрия Земли может теперь считаться замеченной, любая альтернативная концепция по поводу происхождения океанов на лике планеты должна эту стабильную симметрию объяснить.

Представления о том что подводные горные цепи в современных океанах являются аналогами геосинклинальных гор-

ных цепей материков, были ранее отброшены из-за специфики океанского ложа, перекрытого базальтами (что определило здесь геофизические характеристики литосферы). Однако предложенная концепция позволяет вернуться к этим представлениям на новом уровне.

Система морфологически разных, но генетически единых материково-океанских хребтов планеты охватывает геосинклинальные пояса, находящиеся в разных фазах развития. В эту систему активных поясов, разделяющих древние платформы (в том числе, талассократоны Тихого океана), входят и области современных геосинклиналей — желоба и островные дуги.

Сеть активных поясов — «энергопроводов» Земли закономерно расположена на планете с древнейших времен и симметрична относительно оси ее вращения.

ТИПЫ РАЗВИТИЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ПОЯСОВ НЕОГЕЯ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПОЯВЛЕНИЕ И СОХРАННОСТЬ БАЗАЛЬТОВЫХ ПОЛЕЙ

Анализ базальтовых материково-океанических покровов во времени, в пространстве и в рядах геологических формаций позволяет считать, что современные океаны представляют собой вполне определенные погруженные мегаструктуры. Это: 1) стадийно замкнувшиеся геосинклинальные пояса (Атлантический, почти весь Индийский, Ледовитый); 2) совокупность океанических платформ (талассократонов), замкнувшихся геосинклинальных поясов (юг и восток Тихого океана), а также поясов с еще активными геосинклинальными системами (запад и северо-восток Тихого, северо-восток Индийского океанов, Антильская и Сандвичева системы).

Естественным выводом служит заключение, что на сфере Земли существуют только геосинклинальные пояса и платформы, те и другие в разных фазах развития, а также либо в материковом, либо в океаническом состояниях.

Ключевым моментом для предлагаемой трактовки явилось установление в тектоно-магматическом цикле стадии погружения созревшего эпигеосинклинального орогена. Погружение частью под уровень океана происходит каждый раз на фоне площадных базальтовых трещинных излияний. Финальный базальтовый мегапокров структурно нивелирует сопряженные платформу и замкнувшуюся геосинклиналь*. Указанную стадию геотектонического цикла предлагается назвать стадией океанизации.

* Момент поглощения океаном одновременно платформенных и эпигеосинклинальных блоков земной коры неоднократно подчеркивал А. А. Богданов в курсах лекций по геологии СССР, в МГУ в 1970—1971 гг.

Эпоха раннефинального магматизма, отражающая замыкание частной системы внутри геосинклинального пояса, выступает как стадия частной океанизации. При этом базальтовый покров может быть сплошным или не сплошным. Независимо от этого океанизация может быть полной или неполной (в последнем случае лишь с частичным изменением свойств подстилающей литосферы).

Затем, в зависимости от стиля и фазы развития геосинклинального пояса, могут происходить разные последовательные события.

1. Единство финального базитового мегапокрова может быть нарушено тафрогенезом в пределах перекрытого лавами складчатого сооружения с дальнейшей эрозией тафрогена. Это происходит, если образование базальтового поля фиксирует момент замыкания остаточных систем геосинклинального пояса. Реальное базальтовое поле одноактного становления говорит в этом случае о полном замыкании пояса. Стадия частной океанизации, проявившись при стабилизации остаточной системы пояса, сменяется стадией тафрогенеза. Последняя совпадает с проявлениями позднефинального магматизма на фоне блоковых поднятий (см. рис. 17). В случае последующего структурного обращения (обрушение тафрогена), замкнувшийся геосинклинальный пояс обращается в материковую молодую плиту.

2. Целостность возникшего базальтового поля может быть просто замаскирована перекрытием любой из его частей более молодым базальтовым покровом следующего сходного импульса магматической активности. Это происходит, если геосинклинальный пояс испытывает последовательное замыкание. Каждая из консолидированных систем выходит из сферы активности геосинклинали, наращивая краевые стабилизированные блоки земной коры. Геосинклинальный пояс замыкается в этом случае стадийно, центростремительно (северная Австралия в позднем докембрии, предполагаемые условия в северной Атлантике в кайнозое). Таким образом, стадия частной океанизации может быть продолжена каскадом подобных стадий в последовательно центростремительно замыкающемся геосинклинальном поясе, который испытывает при этом общую океанизацию. Здесь лишь наиболее позднее центральное в поясе базальтовое поле подвергается тафрогенезу (рифтогенезу) (см. рис. 13, А и 17). При отсутствии структурного обращения рифтоген сохраняет приподнятое положение над океанским дном. Тогда базальтовые поля всех стадий частной океанизации, в том числе и загруженные базальтами платформенные области, накапливают отложения океанических плит и вулканические образования продолженного

позднефинального магматизма (см. рис. 21). Вулканы формируются вдоль зрелых рифтогенов (океанских тафрогенов) и ортогональных линейментов.

3. Сплошность однажды возникшего базальтового поля или его части может быть нарушена тектонической активностью продолжающегося геосинклинального процесса. Это происходит, если тыльный край частной замкнувшейся системы внутри еще «живого» пояса в следующем тектоно-магматическом цикле становится дном рожденной системы. Геосинклинальный пояс в этом случае замыкается попятно, с центробежной вергентностью складчатости частных систем (северо-запад и северо-восток Тихого океана). Стадия частной океанизации может смениться стадией обособления новой геосинклинальной системы внутри «живого» пояса. Происходит рецессия складчатости по Штилле [82] (см. рис. 13, В и 17).

Указанные принципиальные случаи (могут быть отклонения с асимметричным замыканием пояса), ведущие к возникновению и к возможному нарушению — деформации базальтовых полей, определяются, таким образом, типом развития, а также стадией развития геосинклинального пояса. Развитие геосинклинального пояса по первому либо второму типу приводит к разрастанию тыльных стабильных областей, перекрываемых базальтами. Рецессивное развитие пояса с центробежной вергентностью складчатости систем ведет к разрастанию фронтальной стабильной рамы.

Выше было показано, что платформы, в общем случае разрастаясь с течением времени, могут менять свою роль фронта на роль тыла для примыкающего геосинклинального пояса. Последний в разные этапы своей истории может, соответственно, изменять стиль своего развития либо на двух флангах, либо на одном из флангов. В связи с этим следует обратиться к особенностям развития краев стабильных рам, окаймляющих геосинклинальный пояс. В простейшем случае стабильная рама — это древняя платформа, кратон. Ее краевая зона — перикратон.

Ранее, применяя этот термин, мы обращали внимание на его значение как аналога краевой неогражденной платформенной впадины — краевой синеклизы или амфиклизы. Помимо структурного смысла, отражающего позицию перикратона в пространстве, термин имеет и значимый историко-геологический смысл.

Основа термина — «перикратонное опускание» Е. В. Павловского [52] — неогражденный прогиб, развивающийся на краю платформы в течение ряда циклов и открытый к геосинклинали. Развитие перикратонного прогиба в течение ряда

циклов является важной характеристикой этой тектонической формы. Любая геосинклинальная область, прилегающая к перикратонному опусканию древней платформы, обычно развивается полициклически. Ее всегда можно представить как часть обширного геосинклинального пояса.

Позднее было предложено более узкое толкование термина «перикратонное опускание» [18]. К образованиям таких структур было рекомендовано относить только линзу отложений платформенного края, сформированную при опусканиях в смежной геосинклинали на стадии ее доорогенного развития. «Краевой прогиб» стадии орогенеза несогласно накладывается на перикратонное опускание, а весь комплекс в целом рассматривается как «краевая система» [18]. Соответственно, в случае полициклического развития геосинклинали с единой ориентировкой фронта складчатости толща краевых образований кратона будет представлять собой серию комплексов «краевых систем».

Однако применение термина «перикратонное опускание» в тектонической литературе показывает, что первоначальное толкование автора термина Е. В. Павловского оказывается более емким. Так, в понимании М. В. Муратова и В. Е. Хаина [106] «перикратонный прогиб» — термин более объемный, чем нижний член комплекса «краевая система». В частности, перикратонный прогиб Великих Равнин, охватывающий значительную часть Северо-Американской платформы, сопряженную в развитии с геосинклиналью Кордильер, включает последовательные комплексы «краевых систем» гренвилльского, каледонского — герцинского и альпийского циклов. Из них ранний содержит траппы серии Белт и аналогов, платформа выступала как тыльная, а два поздних содержат линзы краевых прогибов; край платформы функционировал в эти эпохи как фронтальный. «Прогиб» в понимании авторов [106] — понятие чисто историческое (раздув мощностей плитного чехла) и включает, например, блоковое поднятие Скалистых Гор с выступами докембрия.

В данной работе принимается термин «перикратон» — понятие, близкое к представлениям Е. В. Павловского, М. В. Муратова, В. Е. Хаина. Слово «прогиб» можно опустить, учитывая, что перикратон, всегда зависимый в развитии от примыкающей геосинклинали, может быть осложнен частными антиформами и даже испытать полное структурное обращение.

Полициклическое развитие любого геосинклинального пояса приводит к образованию мощных серий перикратонов. Последние, в общем случае развиваясь на протяжении ряда циклов, вмещают как тыльные траппы, так и молассы краевых прогибов.

В применении к проблеме становления базальтового ложа океанов следует подчеркнуть, что перикратоны по краям ма-

териковых платформ были открыты в стороны современных океанов, которые функционировали ранее как геосинклинальные пояса. Поскольку ранние фазы глобального мезозойско-кайнозойского талассогенеза обозначены рождением траппов в краях материков, можно заключить, что трапповые провинции сформировались в областях континентов, «дотрапповое» развитие которых отражает связь этих областей с ныне погруженными в океан геосинклинальными поясами. Появление трапповых провинций в краях материков, таким образом, не случайно. Оно обусловлено всем предшествующим геологическим развитием краевых областей материковых платформ — перикратонов.

В идеальном случае единичная геосинклиналь (система или область), ограниченная с двух сторон платформенными рамами, преобразуется в двухсторонний ороген, складки шарьруются в обе стороны, где перед ними возникают краевые прогибы. Такова ситуация вдоль опрокинутых к северу и югу — соответственно альпийских складок Испании и Марокко. Подобный случай — редкость, обычно устанавливаемая для частных систем геосинклиналей с внутренними устойчивыми глыбами [49]. Уже в Центральном Средиземноморье альпиды, имеющие фронты складок в Европе и Африке, обнаруживают пространства тыльных областей, занятые морем с океанической корой. Альпиды — самые молодые внутренние системы геосинклинального пояса. Их тыльные зоны — впадины внутренних морей — пока не имеют однозначной тектонической трактовки. Однако значение тыла и фронта эпигеосинклинального сооружения относительно вергентности его преобладающей складчатости обретает более определенный смысл для древних систем в геосинклинальных поясах неогей.

Так, замыкание байкальских складчатых зон по южному краю Сибирской платформы сопровождалось становлением краевых прогибов на последней вдоль фронта байкалид. В тылу байкалид — в Алтае, Саянах, Северной Монголии продолжались развиваться раннекаледонские геосинклинали. Их замыкание вызвало появление повторно-орогенных впадин поверх консолидированных байкалид и древнеплатформенного края. Однако в тылу раннекаледонских структур продолжалось развитие более молодых геосинклиналей.

В замыкающемся геосинклинальном поясе обычно четко фиксируется часть консолидированной системы, нарастившая стабильную раму. Обстановка, существовавшая в тыльных зонах складчатых сооружений, там, где возникают обычно финальные базальты, устанавливается с большими трудностями. Эти территории представляли собой в то время геосинклинали в ранних фазах развития — области с плащами инициальных базитовых магматитов в условиях глубоководных погружений.

Затем эти зоны были полностью переработаны в режиме геосинклинального развития.

Инициальные базальтовые поля молодых геосинклиналей внутри обширного пояса последовательной консолидации с одинаковым успехом можно представить как финальные базальтовые плащи замкнувшихся систем. При этом фронт складчатости каждой созревшей системы должен быть обращен кнаружи геосинклинального пояса. Пояс постепенно будет замыкаться к своему центру либо к одному из флангов, консолидируясь попятно. Каждый раз с заложением либо обновлением более молодой геосинклинальной системы происходит вовлечение очередного финального лавового плаща в опускания.

Такой стиль развития можно допустить при расшифровке геологической истории докембрийско-палеозойских складчатых поясов Урало-Сибирского, Тетис, а также периферий Тихого океана. Можно представить замыкание одного и того же пояса в разных краевых зонах по разным типам. Направление опрокидывания складок — вергентность, отражая вектор распространения волны геосинклинальных деформаций, может меняться и во времени.

Двойственная роль базальтовых полей, возникающих в тылу орогенов, вытекала из чисто теоретических построений, проведенных выше. Базиты в условиях региональных эффузий заканчивают этап развития созревшей геосинклинали и одновременно открывают этап развития рождающейся геосинклинали, выступая для последней в качестве инициальных базитов эвгеосинклинального трога. Это обстоятельство позволило «замкнуть» виток спирали для режима полициклического геосинклинального развития. Такая спираль всегда «развернута» в пространстве — времени.

Приведенные закономерности установлены эмпирически. Они основаны на анализе возраста базитовых комплексов в соотношении с возрастом консолидации смежных складчатых зон. Эти закономерности были иллюстрированы выше (см. рис. 11) для герцинско-альпийских циклов. Цикличность базальтовых фаз может быть продолжена в глубь времени, в палеозой и поздний докембрий (рис. 24), в связи с известной цикличностью тектоно-магматических эпох. Здесь мы столкнемся с тем обстоятельством, которое выше неоднократно подчеркивалось — финальные базитовые комплексы, сохранившиеся в виде трапповых (плато-базальтовых) провинций, в палеозое неизвестны (см. табл. 1). Означает ли это, что финальный магматизм прежних геотектонических циклов был проявлен менее мощно? Естественным ответом на поставленный вопрос явится установление иного стиля развития геосинклинальных поясов, замыкавшихся по иному закону в позднем докембрии — раннем палеозое.

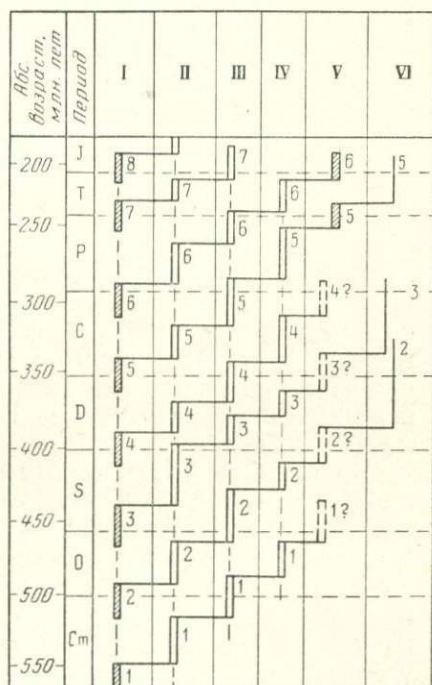
Хорошо изученные геосинклинальные пояса — Урало-Сибир-

ский, Охотско-Монгольский, краевые области Атлантического пояса испытывали консолидацию в то время по рецессивному типу. Средиземноморский пояс на западе, а также Тихоокеанский пояс на своих материковых флангах сохранили этот стиль развития и сейчас. Складки орогенов опрокидывались на платформы, а возникавшие в этих поясах финальные базальтовые плащи в тылу замкнувшихся систем выступали каждый раз в

Рис. 24. Стадийность становления формационных комплексов в разных тектономагматических циклах (для геосинклиналей рецессивного типа развития).

I — начальные магматиты; II — раннегеосинклинальные формации; III — синскладчатые формации, гранитоиды; IV — позднеорогенные молассы, субсеквентные магматиты; V — финальные магматиты в тылу складок, траппы платформ поздних циклов; VI — повторно-орогенные формации, краевые вулканические пояса, тафрогенез; в геосинклиналях — стадия обособления.

Области складчатости: 1 — салаирская (позднебайкальская); 2 — каледонская; 3 — тельбесская (позднекаледонская); 4 — акадская (раннегерцинская); 5 — герцинская (варисская); 6 — позднегерцинская; 7 — киммерийская; 8 — раннеальпийская (позднекиммерийская, невадская, верхоинская)



качестве ложа для более молодых систем. Они тектонически перерабатывались затем, покрываясь осадками в условиях геосинклинального режима. В складчатых поясах прежние регионально распространенные базальтовые мегапокрывы представлены сейчас деформированными раннегеосинклинальными комплексами или офиолитовыми швами.

Необходимо сделать отступление, чтобы обсудить вопрос о необходимости так называемых «раздвигов» материковой коры, будто бы обязательных для образования эвгеосинклиналей с их «океаническим» ложем.

Многие пытаются объяснить эмпирическую закономерность фазового появления молодого базальтового ложа в тылу складчатой системы непосредственно после эпохи ее консолидации (см. рис. 24) раздвигами материковой коры и, соответственно, появлением в тыльных «зияниях» базальтового слоя [50] либо

мантии. При этом в последующем (в эпоху завершающей складчатости и орогенеза) возникшая базитовая либо базит-ультрабазитовая кора должна сминаться или «задвигаться» в сторону ранее консолидированных областей (обдукция либо субдукция). В тылу молодого возникшего складчатого сооружения гранитный слой вновь разворачивается и появляется новая порция «базитового субстрата». Именно такой стиль развития предлагает Л. П. Зоненшайн [18] для палеозойд Монголии. Его точку зрения разделяют многие геологи и применяют такую концепцию к расшифровке созревания геосинклиналей Азии. Сходную схему развития для территории Кавказа предложил В. Е. Ханн. Все авторы объективно учитывают акты становления эвгеосинклинальных комплексов (с вполне определенным и в ряде случаев палеонтологически датированным возрастом кремнисто-терригенных слоев), перекрывающих базиты и чередующихся с более поздними эффузивами. Такой комплекс раннегеосинклинальных образований, по мнению большинства исследователей, защищающих данную концепцию, подстилается либо «неизвестно чем» (повсюду тектонические контакты, базитовые пластины сорваны и шарьированы), либо предполагаемым мантийным субстратом. За последний принимают, в частности, сложные расслоенные базит-ультрабазитовые тела, нередко имеющие типичные признаки магматического становления.

Вместе с тем все исследователи как на основе своих наблюдений, так и по объективным материалам других авторов, отмечают во многих случаях наслаивание разновозрастных эвгеосинклинальных комплексов друг на друга, в связи с чем выделяются, как известно, области «сквозного» (от цикла к циклу) эвгеосинклинального развития. Наиболее ярко проявлены зоны таких унаследованных эвгеосинклиналей в центрах геосинклинальных поясов, например, в поздних каледонидах и герцинидах Казахстана, юга Сибири, в центральных и южных областях монгольского Тетиса, в регионах Копет-Дага, Паропамиза, Памира.

Классическим примером сквозного существования эвгеосинклинального режима на протяжении серии циклов может служить пояс Фрезер Кордильер Северной Америки, где известны наслаивающиеся один на другой (частью разделенные скачком метаморфизма) [114, 126] ранне- и среднепалеозойские, позднепалеозойские, затем раннемезозойские и, наконец, в отдельных зонах мезозойско-кайнозойские раннегеосинклинальные офиолитовые серии [21, 124]. Каждый из этих разновозрастных комплексов может быть представлен как финальный магматический покров тех реально известных складчатых систем, которые существуют вдоль фронтальной периферии Кордильер на востоке. Область проявления каждого последующего базитового импульса несколько сокращается на материке,

смещаясь на запад. Тем не менее во многих участках базальтовые серии слагают непрерывные разрезы мощностью до 25 км и более. Толщи представлены глубоководными кремнисто-базальтовыми эвгеосинклинальными образованиями [126].

Тот же тип развития может быть установлен и для Урала, что хорошо известно. Здесь задокументированы геосинклинальные образования, по крайней мере, от ордовикских (на севере

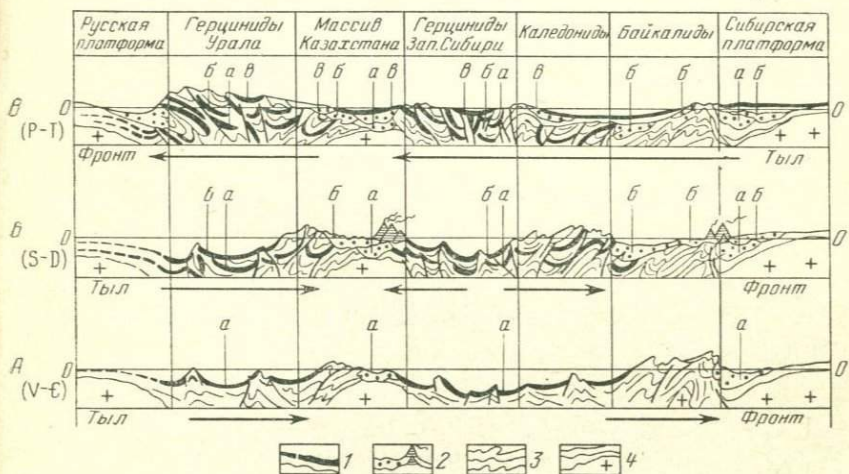


Рис. 25. Предполагаемое развитие Урало-Сибирского геосинклинального пояса в палеозое.

А — финал байкальского цикла; Б — финал каледонского цикла; В — финал герцинского цикла.

1 — базиты; 2 — орогенные толщи; 3 — геосинклинальные толщи; 4 — платформенные толщи; а, б, в — фазы становления базитов и орогенных толщ

даже кембрийских) и до каменноугольных, практически перекрывающие друг друга в отдельных зонах. Они выходят в пространственно разобщенных структурах лишь в связи с последующими дислокациями [55 и др.]. Вплоть до эпохи герцинского заключительного тектогенеза область Урала представляла собой тыл для последовательно стабилизирующихся с востока на запад байкалид, ранних и поздних каледонид (рис. 25, см. также главу III). Внутренней сходной областью со сквозным эвгеосинклинальным режимом развития среди ветвей палеозонд являлись территории остаточных герцинских прогибов Казахстана, герцинского Алтая.

Столь же выразительны периферические эвгеосинклинальные зоны Северо-Востока СССР. Они являются внутренними зонами геосинклинального Тихоокеанского кольца. Многие авторы считают, что здесь геосинклинальный процесс каждый раз захватывал новые участки древнего базитового ложа Тихого океана, которое до тех пор «ожидало своей участи». Действи-

тельно, существование обширного тихоокеанского базальтового ложа позволяет здесь не прибегать к предварительному «раздвигу» сналической коры, а сразу, переходить к рассмотрению процессов ее «надвигания» или «засасывания». Однако хорошо известно, что здесь, как и в других активных областях Земли, в геосинклинальный процесс каждый раз вовлекаются все более и более молодые из базитовых образований. Перед охватом их деформациями, гранитизацией и шарьированием всякого рода, такие комплексы должны были возникнуть. Отметим, что и здесь базитовые серии появляются в те самые моменты глобальных фаз финального магматизма, которые соответствуют стабилизации смежных замкнувшихся геосинклиналей, обращенных фронтом складок к матерiku (см. рис. 10, 24). Особенно важны материалы, свидетельствующие, что подобные эвгеосинклинальные комплексы (как и в Северной Америке) надстраиваются вверх по разрезу сходными образованиями (Восток Сахалина, Хоккайдо, Корякия) [59, 60]. Позднее, в послескладчатых офиолитовых швах, в протрузиях и перемещенных пластинах внутри единых либо сближенных выходов вскрываются эвгеосинклинальные толщи огромного возрастного диапазона.

Широкое распространение в осевых зонах геосинклинальных поясов «сквозьциклических» эвгеосинклинальных базитовых серий крупных стратиграфических интервалов однозначно свидетельствует против всякого рода «раздвигов» земной коры со вскрытием глубинных слоев. Это противоречит также представлениям об уничтожении (всасывании и т. д.) комплексов океанического облика, которые перемещаются с надвиганием и шарьируются в виде пластин при структурном обращении, инверсии геосинклинали.

Области сквозных эвгеосинклинальных режимов представляют собой внутренние зоны геосинклинальных поясов, наиболее длительно сохранявших свое положение в тылу последовательно консолидирующихся геосинклинальных сооружений. Эти зоны от цикла к циклу перекрывались последовательными плащами финальных базитовых магматитов. Они способны выступить как ложе очередной эвгеосинклинальной системы при смещении в такую зону волны геосинклинальной активности. Именно такие зоны представляют собой эвгеосинклинальные «концентраты», о которых шла речь выше (см. главу V) при установлении теоретической возможности возникновения подобных зон. Эвгеосинклинальные комплексы, наплаиваясь от цикла к циклу и несколько смещаясь в пространстве, постепенно очищаются — рафинируются от вещественных признаков мнгогеосинклиналей. Области сноса для самых молодых систем здесь сложены только metabазитами с их не-однократной метаморфической переработкой. Базитовые, в том числе граувакковые, серии выступают как фоновые [77] фор-

мации для внутренних зон геосинклинальных поясов рецессивного типа развития.

Осевые области таких поясов в ряде циклов находятся в тылу возникавших складок и, покрываясь базальтами, претерпевают прогрессирующую «океанизацию» (по геофизическим параметрам прогреваемой литосферы). Затем они испытывают складчатость и закономерные превращения в области типичной материковой коры (также в геофизическом смысле). Однако, вещественный состав таких литосферных блоков остается преобладающим базитовым либо базит-гипербазитовым. Подвергаются гранитизации лишь узкие зоны вдоль отдельных антиклинорных полос. Это типично как для Урала, так и для пояса Фрезер Кордильер [55, 114, 126].

СОВРЕМЕННАЯ БАЗАЛЬТОВАЯ ОБОЛОЧКА ЗЕМЛИ И ЕЕ ВОЗМОЖНЫЕ ДРЕВНИЕ АНАЛОГИ

Современная молодая базальтовая оболочка нашей планеты, одевающая тонким плащом ложе океанов, а также края и отдельные внутренние зоны материков, возникла в мезозое и кайнозое. Ее становление связано с последним «базальтовым потоком» на Земле, который вызван замыканием ряда геосинклинальных поясов планеты по центробежному типу. Такой стиль развития обширных геосинклиналей, разделявших стабильные блоки, привел к оформлению вокруг этих блоков базальтовых разновозрастных плащей, состоящих из отдельных полос (рис. 26). Каждая из полос базальтов фиксирует разрастание платформ, находящихся в позиции тыльных рам для замыкавшихся геосинклиналей. Асимметричное замыкание геосинклинальных поясов, а также изменение от одного цикла к другому роли тыла и фронта противоположных платформенных рам способно привести лишь к частичной океанизации их внутренних областей. В таком случае может вообще не возникнуть обширное и сплошное океаническое пространство. Вероятно, именно таким было развитие Тетиса в мезозое.

В течение предшествующего мегаэтапа жизни планеты, который обозначен «трапповой паузой» палеозоя, развитие геосинклинальных поясов, занятых нынешними океанами атлантического типа, было иным (рис. 27). Атлантический геосинклинальный пояс, пояса нынешнего Индийского и Южного, а также пояс Северного Ледовитого океана развивались тогда по рецессивному типу. Это убедительно подтверждается фактами. Известны каледонско-герцинские повторные орогены по северной периферии Атлантики, краевые структуры фронтальных платформенных рам байкальского и каледонского циклов на западном и восточном побережьях Африки и т. д.

Центральные зоны нынешних океанов к концу палеозоя, в соответствии с рецессивным типом развития их геосинклинальных пространств, должны были накопить в своих осевых частях сквозные эвгеосинклинальные серии, на фоне которых и проходило развитие более молодых геосинклиналией, замкнувшихся в мезозое — кайнозое. Если предложенная концепция верна, то

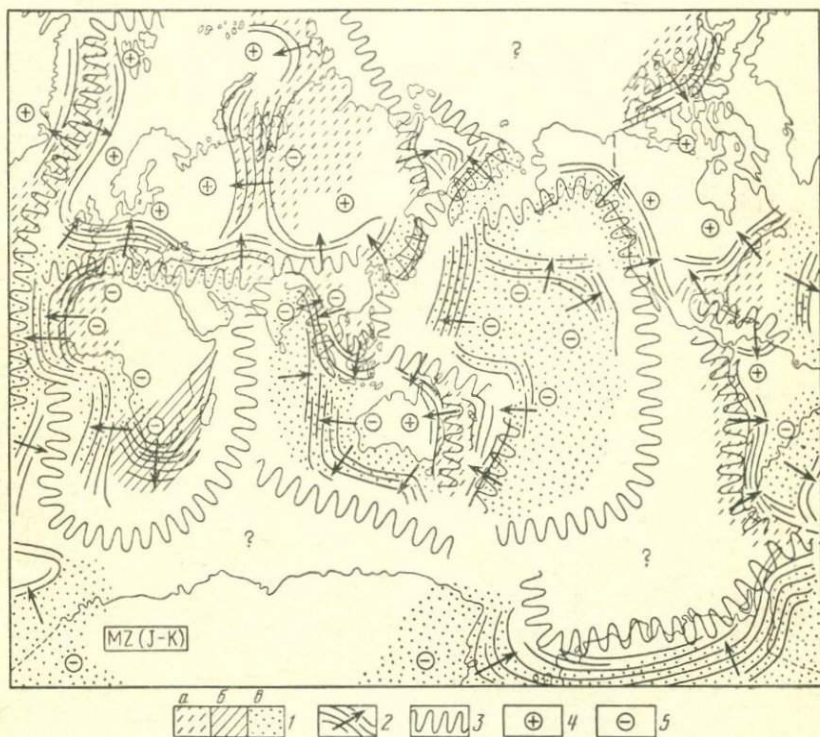


Рис. 26. Геосинклинальные пояса Земли в мезозое — мегацикла последнего «базальтового потопы» (конец юры — начало мела).

1 — базальтовые поля (а — постгерцинские, б — постпозднегерцинские, в — посткиммерийские); 2 — геосинклинали замкнувшиеся (стрелка показывает направление движения фронта складок); 3 — геосинклинали развивающиеся; 4 — фронтальная позиция платформенной рамы; 5 — тыльная позиция платформенной рамы

преобладание базитов во всех срединных хребтах океанов, в том числе переработанных геосинклинальным метаморфизмом, не должно вызывать удивления. Это обстоятельство не является противоречием предполагаемой геосинклинальной природе океанов. Именно базитовые формации в центрах современных океанов служили тем вещественным фоном, в условиях которого происходили все явления более или менее мощной складчатости, гранитизации и метаморфизма киммерийско-альпийских тектонических эпох. Возможный глубинный разрез таких областей должен быть сходен с сериями сквозных геосинклина-

лей на материках — типа пояса Фрезер Кордильер или Урала. Для таких областей на материках вся обозримая геологическая история представлена накоплением и переработкой финально-начальных магматических базит-ультрабазитовых комплексов полициклического становления. При этом среди зелено-каменных серий возможны как выступы древних сиалических масс, так и обособление молодых гранитизированных блоков.

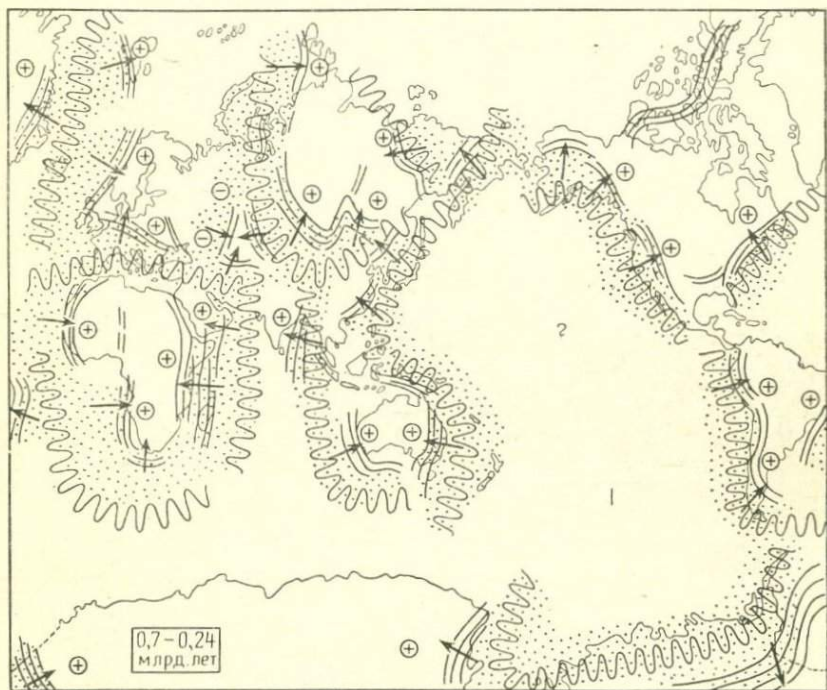


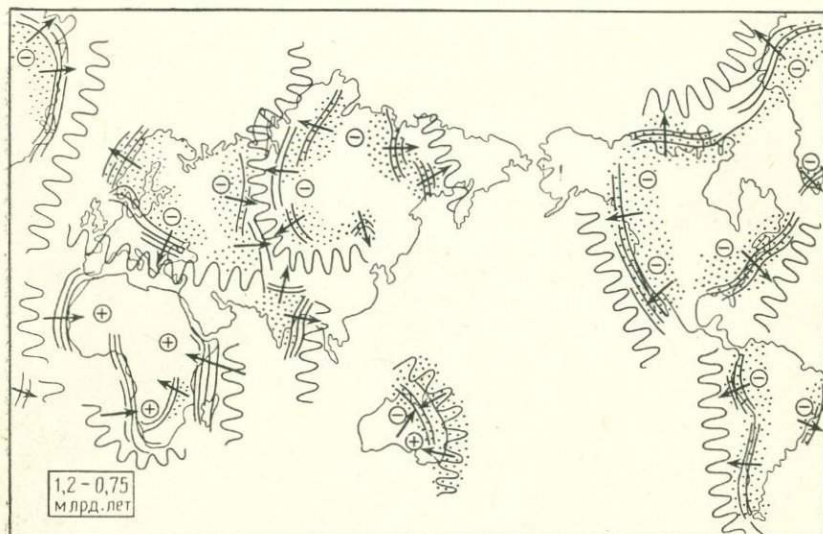
Рис. 27. Геосинклинальные пояса Земли в палеозое — мегацикл последней «трапповой паузы» (конец силура — начало девона).

Условные обозначения см. на рис. 26

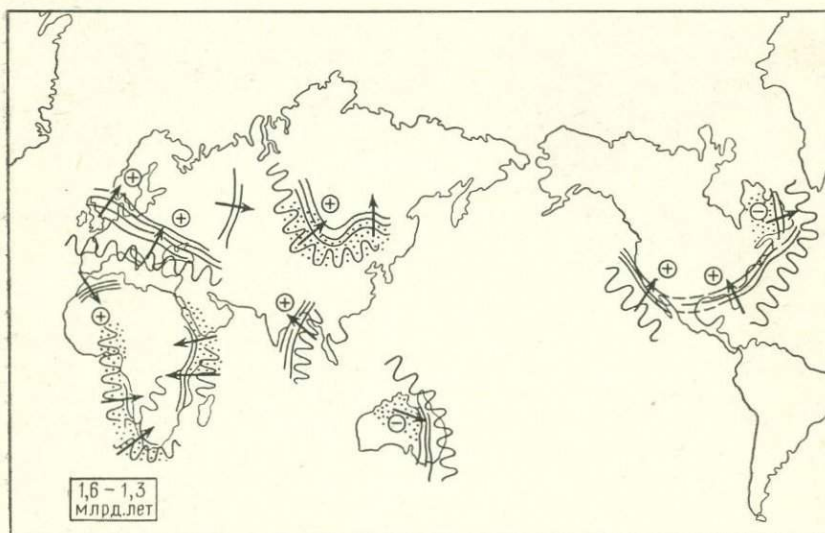
При обращении к удаленным хронологическим эпохам развития Земли можно обнаружить всё более древние мегаэтапы, каждый из которых будет соответствовать либо «базальтовому потоку» на нашей планете, либо «трапповой паузе». Отдельные, сравнительно редкие провинции траппов могут несколько нарушать общую мегацикличность, поскольку в разных геосинклинальных поясах менялось направление фронта для волн активности не всегда синхронно (это известно и для палеозоя, и для мезозоя). Однако общая закономерность, говорящая о сгущении в некоторые временные интервалы трапповых импульсов, не изменится (см. гл. 1, табл. 1).

Соответственно, ближайший к мезозойско-кайнозойскому «базальтовый потоп» на планете приходится на поздний рифей 1,1—0,75 млрд. лет. Этап, как известно, совпадает с гло-

А



Б



бальным «обрушением» материков («*umbbruch*», — по Штилле) — актом становления ложа геосинклинальных поясов неогей.

В это время базальтовые поля полициклического становления окружали Северо-Американскую, Русскую, Индостанскую древние допозднерифейские платформы, примыкали с востока к Сибирской и Австралийской платформам (рис. 28, А). Менее уверенно можно говорить, что такие базальтовые поля примы-

В

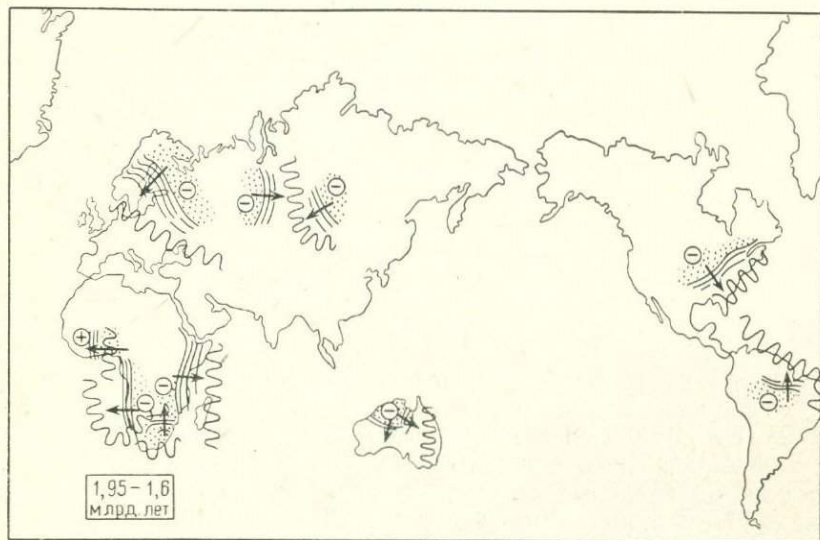


Рис. 28. Геосинклиналильные области Земли близ платформ, перекрытых траппами.

А — поздний рифей — мегацикл «базальтового потоп»; В — средний рифей — мегацикл «трапповой паузы»; В — конец среднего протерозоя — мегацикл «базальтового потоп». Условные обозначения см на рис. 26

кали с запада к Восточно-Антарктической и Южно-Американской платформам. Все области базальтовых полей полифазного становления, которые можно восстанавливать и предполагать для тех времен, вероятно, как и сейчас, представляли собой дно океанов. Поскольку эти древние океаны были значительно обширнее нынешних, возможно, они были более мелкими и с менее выровненным рельефом ложа. Вероятно, эти позднедокембрийские океаны — днища будущих рифейско-палеозойских геосинклиналей — распались на большое количество отдельных ветвей как внутри нынешних океанских пространств, так и на флангах будущих крупных платформ (современных материков), рассекая их. Эти древние океаны затем замыкались как геосинклиналильные пояса либо как их внутрикратонные ответвления по преобладающему рецессивному типу (см. рис. 27).

Траппы позднего рифея неизвестны на Африканском континенте. Следует думать, что эта древняя платформа выступала в данном интервале как фронт примыкавших геосинклинали-

ных поясов. Здесь широко развиты области панафриканского метаморфического омоложения древних краевых складчатых зон. Роль тыла для смежных геосинклиналей (на западе и востоке) выявляют раннепротерозойские южные кратоны Африки в интервале 2,0—1,7 млрд. лет (см. табл. 1, рис. 28, В).

Среднепротерозойская эпоха, в течение которой произошло почти повсеместное (кроме Австралии) так называемое готское (эльсонское) метаморфическое омоложение краевых зон древних платформ Земли, совпала с соответствующей «трапповой паузой». Эта эпоха отвечает «кратонизации» краев древних стабильных блоков по А. А. Богданову [7]. Готская «трапповая пауза», как и сходная с ней палеозойская пауза, свидетельствует, что примыкавшие к платформам области развивались в это время как ложе геосинклиналей, обращенных к стабильным рамам своим фронтом. Базальтовые плащи, которые явились океанским (?) ложем этих древних геосинклинальных областей, были, видимо, еще более расплывчатыми по форме ограничений и еще менее контрастными по рельефу, чем ложе геосинклиналей начала неогена. Последние сгруппированы в более четкие, хотя и широкие, полосы глобального масштаба, опоясавшие планету (см. рис. 27 и 28, Б).

Менее определенные аргументы можно привести для геосинклиналей Тихоокеанского кольца. Его восточные и западные приматериковые периферии неоднократно меняли свою позицию тыла на позицию фронта для волн геосинклинальной активности в течение последовательных мегациклов. В позднем рифее платформа Северной Америки являла собой тыл древних Кордильер (см. рис. 28, А). Позднее — и в палеозое, и в мезозое — кайнозое — платформы вокруг Тихого океана выступали как фронтальные рамы. Еще менее ясно, существовали ли когда-либо центрально-тихоокеанские области в качестве фронтальных зон для окружающих их поясов активности.

Эксперименты в древнюю историю Земли представляются пока недостаточно убедительными и несомненно заслуживают более подробного анализа. Однако выявляется тенденция, согласно которой древние океаны, докембрийские лавы которых являлись вероятными аналогами нынешней молодой поверхностной базальтовой оболочки Земли, возникали в течение «базальтовых потоков» и в дальнейшем становились ложем геосинклинальных поясов рецессивного развития. Последнее соответствовало установлению «трапповой паузы» на древнеплатформенных территориях и сопровождалось метаморфическим повторно-орогенным омоложением — «кратонизацией» [7] их краевых частей.

Платформы, как известно, разрастались с течением времени (не всегда однонаправленно), а геосинклинали (или их древние океанические днища) сужались и, вероятно, соответственно углублялись. Согласно этой закономерности происхо-

дила все более нарастающая дифференциация верхних оболочек Земли не только по контрастам мегарельефа, но и по вещественному составу литосферы вкост простираения активных поясов. Базитовые комплексы постепенно концентрировались в осевых зонах поясов — в нынешних центрах океанов в течение всех мегациклов. Это позволяет думать, что теперешние океаны атлантического типа представляют собой лишь фазу окончания позднего мегацикла и являются таким образом базитовым ложем геосинклинальных поясов будущего. Данное заключение находится в полном соответствии со всеми построениями, намеченными в предыдущих главах.

Краевые области платформ и стабилизированных геосинклиналей, испытывая «кратонизацию» в течение «трапповых пауз» с внедрением гранитов и метаморфической переработкой, постепенно обретали материковое состояние как в геофизическом, так и в вещественном отношении. Потому во времени и впредь должно происходить все большее сокращение ширины геосинклинальных поясов и углубление их ложа — океанических впадин будущего. Должна также нарастать контрастность всех геосинклинальных (и сингеосинклинальных платформенных) процессов в связи с сокращением активных площадей. Одновременно следует предполагать прогрессирующую дифференциацию поверхностных оболочек планеты на: 1) собственно сиалические блоки — платформы в материковом состоянии; 2) сиалические блоки под тонким базальтовым плащом — талассократоны; 3) преимущественно симатические полосовидные зоны — геосинклинали с все возрастающей эвгеосинклинальной специализацией, разделяющие стабильные блоки.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Земля, постепенно перекрываясь с начала мезозойской эры «лоскутным одеялом» из отдельных базальтовых полей, обрела в конце кайнозоя свою поверхностную материково-океанскую лавовую оболочку. В разрывах оболочки, обнажающих докембрийские образования нынешних материков, имеются обрывки — лоскуты прежних базальтовых оболочек сходной природы.

Анализ положения в пространстве — времени материковых базальтовых полей Земли приводит к следующим выводам.

1. Базальтовые поля материков — трапповые провинции — обнаруживают мегацикличность образования во времени. Они широко распространились, возникшая отдельными импульсами на земной поверхности, в течение трех мегаэтапов: в среднем протерозое (1,95—1,6 млрд. лет), в позднем рифее (1,1—0,75 млрд. лет) и в мезозое — кайнозое (последние 0,24 млрд. лет). В последнем из мегаэтапов импульсы траппового магматизма были приурочены к рубежам геологических периодов. Установленные мегаэтапы разделялись «трапповыми паузами», в середине которых намечаются мало проявленные вспышки траппового магматизма.

2. Трапповые провинции докембрия и мезозоя — кайнозоя выявляют характерные особенности расположения в пространстве. Они всегда возникают на платформах, смежных с эпигеосинклинальной складчатой системой, частью перекрытой траппами и консолидированной непосредственно перед эпохой траппового магматизма. Вергентность преобладающей складчатости в системе всегда направлена от траппового поля, фиксирующего позицию тыльной стабильной рамы сооружения. Противоположная фронтальная стабильная рама (форланд) несет краевой прогиб на платформе либо повторно-орогенные комплексы поверх областей поздней консолидации.

3. Материковые плащи базальтов докембрия и мезозоя — кайнозоя занимают вполне определенное место в рядах геологических формаций смежных геосинклиналей и платформ. Они перекрывают молассы эпигеосинклинального орогена и синорогенные толщи смежной стабильной рамы. Поля лав пересекаются разломами, выводящими дифференцированную базит-ультрабазитовую магму с оформлением вулканических и плутонических комплексов, «надстраивающих» трапповый плащ. Разломная тектоника создает тафроген внутри замкнувшейся геосинклинали с заполнением грабенов вулканитами и молассоидами. Синхронно тафрогенезу в тыльных зонах геосинклинали

формируются ранние слои молодой плиты, затем они трансгрессивно распространяются на размытый тафроген с созданием сплошного плитного чехла. Тыльная платформа, покрытая траппами, испытывает тектоническую перестройку. Она вступает в фазу поднятий, сменивших длительный этап перикратонных погружений.

Трапповый плащ является необходимым элементом типичного латерально-вертикального формационного сообщества, объединяющего смежные геосинклиналь и тыльную платформу. Впадины океанов иногда пространственно замещают те или иные части типичного набора сопряженных формаций, вмещающих траппы.

4. В геотектонической цикличности появление материковых траппов отвечает импульсам финального магматизма двухактного становления — ранне- и позднефинальным проявлениям. Моменты позднефинального магматизма отражают металлогенические эпохи с проявлением карбонатитов и кимберлитов в определенной структурной обстановке. Каждый из импульсов траппового магматизма в мезозое и кайнозое соответствует последовательному завершению глобальных геотектонических эпох — от герцинской до ларамийской. Лишь часть финального базальтового поля может сохраниться в виде траппового плаща. Другая часть финального магматического поля (иногда целиком) может вовлечься в геосинклинальные прогибания следующего цикла тектогенеза с тем, чтобы позднее выступить в молодом складчатом комплексе в качестве инициальных базитов офиолитовых швов. Данное обстоятельство позволило «замкнуть» геосинклинальный цикл по стадийности магматических проявлений.

Результатом анализа базальтовых полей материков является эмпирически установленная элементарная тектонотипическая единица, включающая трапповое поле. Только комплекс сопряженных платформенно-геосинклинальных формаций отдельного тектоно-магматического цикла является необходимым и достаточным для появления траппового плаща финальных базальтов. Это позволяет применить метод «палеотектонических реставраций» для восстановления по сохранившимся руинам полных геотектонических сооружений, существовавших в эпохи образования траппов. Часть прежних сооружений перекрыта молодыми структурами, в том числе океаническими впадинами.

Группировка элементарных платформенно-геосинклинальных геотектонических единиц, включающих финальные базальтовые покровы, позволила теоретически синтезировать обширные лавовые плащи многофазного становления, сходные по

масштабам с пространствами океанов. Основой синтеза явилась известная закономерность об одновременном развитии смежных разновозрастных геосинклиналей внутри поясов полициклического замыкания.

Анализ базальтовых провинций дна океанов проведен на основе сравнения реальных полей их ложа (данные глубоководного бурения) с теоретически синтезированными полями. Результаты его следующие.

1. Базальтовые провинции в ложе океанов располагаются крупными протяженными полосовыми зонами с дискретным омоложением к осям океанских хребтов. Практически каждое из полей смыкается вдоль или вкрест простирания со своим материковым (трапловым) аналогом и совместно с ним сечется общими системами разломов, выводящих магму «надстраивающих комплексов». Расположение материково-океанских комплексных базальтовых полей сходно с теоретически построенными обширными плащами лав, которые могли бы возникнуть при последовательном замыкании геосинклинальных поясов к своему центру либо с центростремительной вергентностью складчатостей (океаны атлантического типа), либо с центробежной вергентностью складчатостей (периферии тихоокеанского типа). В последнем случае в осевых зонах геосинклинальных поясов по мере их замыкания происходит полициклическое наслаивание финальных базальтовых плащей с образованием базитовых серий огромного возрастного диапазона.

2. Рифтовые системы океанских хребтов вполне сходны с тафрогенами материков по структурному плану, времени и стадийности становления. Они возникают одновременно поверх синхронных и продолжающих друг друга океанских и материковых базальтовых полей. Рифтогены срединных океанических хребтов смыкаются по простиранию с осевыми тафрогенами замкнувшихся геосинклинальных поясов нынешних континентов, образуя совместно с ними общую сеть грабеновых систем, опоясывающих всю планету.

3. Надбазальтовые осадочные толщи в океанах сходны по своей тектонической позиции с тафрогенными толщами, с ранними плитными слоями и с чехлами молодых плит, запечатывающих на материках замкнувшиеся геосинклинали, перекрытые финальными базальтами. Надбазальтовые осадочные толщи в современных системах дуг и желобов тихоокеанских окраин сходны с раннегеосинклинальными отложениями материковых складчатых систем.

Таким образом, базальтовые плащи океанов «атлантического типа» вполне могут отвечать финальным базальтам полифазного становления, последовательно перекрывшим консо-

лидированные с центростремительной вергентностью складчатые эпигеосинклинальные пояса. Базальтовые плащи тихоокеанских окраин, вовлеченные в современные геосинклинальные прогибания, сходны с внутренними зонами центробежно-вергентных геосинклинальных поясов рецессивного развития. Их осевые зоны и сейчас накапливают сквозные полициклические базитовые серии, а стабильные рамы перед фронтом складок испытывают рекуррентно-орогенную магматическую переработку с появлением краевых вулканических поясов.

Возможность представить океаны «атлантического типа» как замкнувшиеся геосинклинальные пояса неогей позволила наметить общую сеть активных зон планеты, пересекающих границы материков и океанов и разделяющих древние стабильные блоки. Это привело к установлению закономерной и очевидной симметрии по оси вращения геосинклинальных «энергопроводов» на Земле, устойчивых с древнейших времен. Последнее обстоятельство имеет общее планетологическое значение и независимо подтвердило рациональность предложенных построений.

Установление прямых функциональных связей образования современной базальтовой оболочки Земли с развитием геосинклиналей позволило расшифровать мегациклическую проявлений траппового магматизма. Последний из установленных «трапповых мегаэтапов» совпадает с общим «базальтовым потоком» на планете и обусловлен замыканием большинства ее геосинклинальных поясов в это время по типу с центростремительной вергентностью складчатости. Рассмотрение докембрийских «базальтовых потоков» на Земле показало сходное развитие геосинклинальных поясов прошлых мегаэтапов. «Трапповые паузы» (последняя из них — палеозой) обусловлены развитием большинства геосинклинальных поясов Земли по рецессивному типу с созданием полициклических базитовых зеленокаменных серий в их осевых зонах и возникновением рекуррентных орогенов на стабильных рамах, ведущих к их «кратонизации» (в толковании А. А. Богданова). Базальтовое дно океанов древних геологических времен в дальнейшем перерабатывалось геосинклинальным процессом с созданием складчатых поясов. Базальтовое ложе современных океанов можно представить как основание геосинклинальных поясов будущего.

Результаты рассмотрения мегациклическости траппового магматизма намечают тенденцию, согласно которой в геологическом времени происходит разрастание стабильных силикатических глыб, сокращение океанических пространств — ложа будущих геосинклиналей и концентрация в их осевых зонах симатических образований. Одновременно с нарастанием латеральной дифференциации вещества в литосфере Земли нарастает контрастность тектонических процессов как результат сужения активных поясов, выводящих энергию недр.

1. Аументо Ф., Ланкаревик Б. Д., Росс Д. И. Геология Срединно-Атлантического хребта.— В кн.: Петрология изверженных и метаморфических пород дна океана (перевод с англ.). М., 1973, с. 168—197.
2. Безруков П. Л., Мурдмаа И. О. Осадочные формации океанов.— В кн.: История Мирового океана. М., 1971, с. 107—127.
3. Белоусов А. П., Куликов П. К., Латыпов А. А. Западно-Сибирская триасовая рифтовая система.— Геотектоника, 1972, № 6, с. 79—87.
4. Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954. 605 с.
5. Белоусов В. В., Рудич Е. П. О месте островных дуг в развитии структуры Земли.— Советская геология, 1960, № 10, с. 3—23.
6. Белый В. Ф. К сравнительной тектонике вулканических дуг западной части Тихого океана.— Геотектоника, 1974, № 4, с. 85—101.
7. Богданов А. А. О тектоническом расчленении докембрийских образований фундамента Восточно-Европейской платформы.— Вестн. Моск. ун-та. Серия геол., 1967, № 1, с. 8—26.
8. Борукаев Ч. Б. Тектоника докембрия Австралии.— Геология и геофизика, 1970, № 8, с. 57—64.
9. Бочкарев В. М., Рудкевич М. Я. Раннеплатформенный этап развития Западно-Сибирской плиты.— Геотектоника, 1975, № 3, с. 76—87.
10. Браун Д., Кэмпбелл, Крук К. Геологическое строение Австралии и Новой Зеландии (перевод с англ.). М., Мир, 1970. 348 с.
11. Веселовская М. М. Новые данные о протерозойских образованиях Русской платформы.— Докл. АН СССР. Т. 217. 1974, № 1, с. 165—168.
12. Ганеев А. Ш. Позднемеловой вулканизм северо-западной окраины Колымского срединного массива.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М., 1973, с. 73—80.
13. Грачев А. Ф. Момский материковый рифт (Северо-Восток СССР).— В кн.: Геофизические методы разведки в Арктике, вып. 8. Л., 1973, с. 56—75.
14. Гусев Г. С. Некоторые вопросы районирования и основные черты развития восточного склона Алданской антеклизы и ее обрамления.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы. М., 1968, с. 145—153.
15. Егоров Л. С. Мелилитовые породы Маймеча-Котуйской провинции.— Труды НИИГА. Т. 159. 1969. 246 с.
16. Зайцев Н. С. Особенности тектонического строения Саяно-Алтайской складчатой области.— В кн.: Складчатые области Евразии. М., 1964, с. 65—75.
17. Зацепина Е. Ф. О строении и соотношении разрезов тейской серии северной части Енисейского кряжа.— Вестн. МГУ. Серия геол., 1976, № 6, с. 118—121.
18. Зоненшайн Л. П. Учение о геосинклиналях и его приложение к Центрально-Азиатскому складчатому поясу. М., Недра, 1972. 240 с.
19. Иванов К. П. Триасовая трапповая формация Урала. М., Наука, 1974. 145 с.
20. Кинг Ф. Геологическое развитие Северной Америки. М., Мир, 1960. 245 с.
21. Кинг Ф. Тектоника Северной Америки. М., Мир, 1972. 270 с.
22. Кленова М. В., Лавров В. М. Геология Атлантического океана. М., Наука, 1975. 456 с.
23. Корешков И. В. Сводообразование и развитие земной коры. М., Недра, 1975. 207 с.
24. Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., Недра, 1964. 387 с.

25. Кук К. Л. Рифтовая система Провинции Бассейнов и Хребтов.— В кн.: Система рифтов Земли (перевод с англ.). М., 1970, с. 150—172.
26. Куликов П. К. Геологическое строение и история развития Западной Сибири в палеозойскую эру.— Труды Зап. Сиб. НИГНИ, вып. 4. М., 1968. 154 с.
27. Куликов П. К. О происхождении Западно-Сибирского седиментационного бассейна и его внутренних структур.— Изв. вузов. Серия геол. и разв., 1970, № 3, с. 3—10.
28. Кутейников Е. С., Масайтис В. Л. Трапповый вулканизм и тектоника Сибирской платформы в позднем протерозое.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геол. на XIII сессии МГК, проблема 2. М., 1968, с. 135—139.
29. Леонов Г. П. Историческая геология. М., изд. МГУ, 1956. 364 с.
30. Леонов Г. П. Геосинклиальный процесс и его роль в развитии структуры земной коры.— Вестн. МГУ. Серия геол., 1974, № 3, с. 21—31.
31. Логинова Г. А. Основные этапы формирования чехла Южно-Американской платформы в мезозое.— Изв. вузов. Серия геол. и разв. 1976, № 12, с. 54—61.
32. Лопатин Б. Г., Поляков М. М. Геология вулканических гор Хадсон.— В кн.: Антарктика (докл. комиссии), вып. 13. М., 1973, с. 36—51.
33. Луцицкий И. В. Основы палеовулканологии. Т. 2. М., Наука, 1971. 359 с.
34. Макаренко Г. Ф. Трапповые поля материков и базальтовые поля океанов, сравнение в плане.— Вестн. МГУ. Серия геол., 1974, № 6, с. 1—27.
35. Макаренко Г. Ф. Приенисейская Сибирь перед эпохой траппового магматизма.— Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 99. 1974, № 6, с. 56—73.
36. Макаренко Г. Ф. Континент Южной Америки в позднем палеозое.— Изв. вузов. Серия геол. и разв., 1975, № 12, с. 43—53.
37. Макаренко Г. Ф. Траппы и базальты океанов в рядах геологических формаций.— Вестн. МГУ. Серия геол., 1976, № 2, с. 13—29.
38. Макаренко Г. Ф. Эпоха триасового траппового магматизма в Сибири.— Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 101. № 5, 1976, с. 57—72.
39. 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., 1976, с. 5—18.
40. Масайтис В. Л. Магматические циклы Сибирской платформы.— В кн.: Проблема связи тектоники и магматизма. М., 1969, с. 201—212.
41. Матвеев А. К. Угольные месторождения зарубежных стран. Африка. М., Недра, 1969. 127 с.
42. Мейерхофф А., Мейерхофф Г. Новая глобальная тектоника — основные противоречия.— В кн.: Новая глобальная тектоника. М., 1974, с. 377—455.
43. Милановский Е. Е. Рифтовые зоны континентов. М., Недра, 1976. 262 с.
44. Мишина А. В., Гатинский Ю. Г., Кудрявцев Г. А. О возрасте главной складчатости Индокитая.— Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 46. № 6, 1971, с. 127—128.
45. Муратов М. В., Микунов М. Ф., Чернова Е. С. Основные этапы тектонического развития Русской платформы.— Изв. вузов. Серия геол. и разв., 1962, № 11, с. 3—27.
46. Муратов М. В. Главнейшие типы впадин древних платформ и проблема их происхождения.— Бюлл. МОИП. Отд. геол., 1972, № 5, с. 61—71.
47. Нагибина М. С. Внегеосинклиальные мезозойские структуры Востока Азии.— В кн.: Тектоника Евразии. М., 1965, с. 193—210.
48. Негруца Т. Ф., Негруца В. З. Раннекарельский полифациальный осадочно-вулканогенный комплекс, его аналоги и место в палеотектонической истории докембрия.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 117—123.

49. *Обуэн Ж.* Геосинклинали. М., Мир, 1967. 302 с.
50. *Океаны и геосинклинальный процесс* (А. В. Пейве, А. А. Штрейс, А. Л. Книппер и др.—Докл. АН СССР, 1971, № 3, с. 657—659).
51. *Основы тектоники Китая.* М., Госгеолтехиздат, 1962. 527 с.
52. *Павловский Е. В.* Зоны перикратонных опусканий — платформенные структуры первого порядка.—Изв. АН СССР. Серия геол., 1959, № 12, с. 3—9.
53. *Петелин В. П.* Формирование минерального состава глубоководных осадков.— В кн.: История Мирового океана. М., 1971, с. 207—219.
54. *Петрушевский Б. А.* О тектонической природе Гималаев.— Бюлл. МОИП. Отд. геол. Т. 95. № 1, 1970, с. 5—30.
55. *Пронин А. А.* Основные черты тектонического развития Урала. М.-Л., Наука, 1965. 160 с.
56. *Пронин А. А.* Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Л., Наука, 1973. 318 с.
57. *Пуцаровский Ю. М.* Введение в тектонику Тихоокеанского сегмента Земли. М., Наука, 1972. 221 с.
58. *Русаков И. М., Трухалев А. И.* Древние геологические образования Корякского хребта, их место и роль в геотектоническом развитии.—Труды НИИГА. 1964, вып. 3, с. 34—41.
59. *Садовников Г. Н.* О возрасте вулканогенных образований Тунгусской синеклизы.— Изв. АН СССР. Серия геол., 1964, № 11, с. 684—686.
60. *Святловский А. Е.* Региональная вулканология. М., Недра, 1975. 223 с.
61. *Смирнов В. И.* Металлогения океана.— Природа, 1976, № 1, с. 46—55.
62. *Соболевская В. Н.* Тектоника и общие закономерности становления и развития эпипалеозойских плит. М., Наука, 1973. 254 с.
63. *Старицкий Ю. Г.* Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. М., 1958, с. 252—274.
64. *Страхов Н. М.* Основы исторической геологии. М.-Л., Госгеолтехиздат, 1948. 391 с.
65. *Тейхерт К.* Австралия и Гондвана.— В кн.: Вопросы геологии Австралии (перевод с англ.). М., 1975, с. 89—112.
66. *Тектоника Африки.* М., Мир, 1973. 518 с.
67. *Тугаринов А. И., Войткевич Г. В.* Докембрийская геохронология материков. М., Недра, 1970. 404 с.
68. *Тужикова В. И., Курбежекова А. Н.* Биостратиграфия триасовой эффузивно-осадочной формации Урала. М., Наука, 1973. 151 с.
69. *Удинцев Г. Б.* Геоморфология и тектоника дна Тихого океана. М., Наука, 1972. 381 с.
70. *Ушакова З. Г.* Рифей-палеозойский магматизм Русской платформы.— В кн.: Вулканизм и тектогенез. Докл. сов. геол. на XXIII сессии МГК, пробл. 2. М., 1968, с. 172—176.
71. *Хаин В. Е.* Региональная геотектоника. Т. 1. М., Недра, 1971. 547 с.
72. *Хаин В. Е.* Общая геотектоника. М., Недра, 1973. 511 с.
73. *Хаин В. Е.* Этапы развития Индостанской платформы.— Сб. Музея землед. МГУ, 1974, вып. 10, с. 30—53.
74. *Харланд В. Б.* Схема структурной истории Шпицбергена.— В кн.: Геология Арктики (перевод с англ.). М., 1964, с. 11—77.
75. *Херасков Н. П.* Тектоника и формации. М., Наука, 1967. 404 с.
76. *Ходак Ю. А.* География и геология планет. М., изд. МГПИ, 1972. 132 с.
77. *Цейслер В. М.* Об иерархии понятий при формационном анализе.— Изв. вузов. Серия геол. и разв., 1974, № 11, с. 10—21.
78. *Чернов В. Г.* О составе верхнеюрских конгломератов горы Демержи в Крыму.— Вестн. МГУ. Серия геол., 1971, № 2, с. 18—28.

79. Шатский Н. С. Парагенезы осадочных и вулканических пород и формации.—Изв. АН СССР. Серия геол., 1960, № 5, с. 3—23.
80. Шейнманн Ю. М. Некоторые закономерности распространения вулканических явлений на платформах.—Труды ВАГТ, вып. 2, 1956, с. 136—157.
81. Шмидт О. А. Проблемы тектонического развития Командорских островов.—Геотектоника, 1976, № 6, с. 105—117.
82. Штилле Г. Избранные труды. М., Мир, 1964.
83. Эволюция докембрийского вулканизма Карелии/А. И. Голубев, В. И. Робонен, С. И. Рыбаков и др.—В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 109—116.
84. Additional evidence of existence of ancient rocks in the Mid-Atlantic Ridge and age of the opening of the Atlantic/M. Ozima, K. Saito, J. Matsuda, S. Zashu, S. Aramaki, F. Shido.—Tectonophysics, 1976, vol. 31, N 1—2, p. 59—71.
85. Age determination and Geological Studies/R. K. Wanless. R. D. Stevens, G. R. Lachanic, C. M. Edwards.—Canada Geol. Surv. Pap., 1968, vol. 67—2, p. 140—141.
86. Adie R. Recent advances in the geology of the Antarctic Peninsula — In: Antarct. Geol. and Geophys. Oslo, 1972, p. 121—124.
87. Allaart Jan H. Geological map of Greenland 1:100 000 Julianehab 60 V. 2 — Medd. Grønland Nord 1973, vol. 192, N 4. 41 p.
88. Almeida F. F. M. Tectono—magmatic activation of the South American platform and associated mineralization.—Int. geol. congr., XXIV session Tectonica Montreal, 1972, p. 339—346.
89. Audeiko G. P. Evolution of geosynclines of Kamchatka.—Pacific Geol. 1971, N 3, p. 1—13.
90. Beurlen K. Geologie von Brasilien. Gebrüder Borntraeger. Berlin—Stuttgart, 1970. 444 s.
91. Birkenmaier K. Alpine fold belt of Spitsbergen.—Int. Congr. Geol. XXVI session. Tectonica. Montreal, 1972, p. 282—292.
92. Cooper M. R., Costhuizen R. Archaeocyathic—bearing erratic from Dwyka Subgroup (Permo—carboniferous) of South Africa, and their importance to continental drift.—Nature 1974, vol. 247, N 5440, p. 396—398.
93. Craddock C., Campbell K. Antarktisk Tectonik.—In: Antarct. Geol. and Geof., Oslo, 1972, p. 449—455.
94. Dar K. K. Evolution of the Aravalli—Dharwar geosynclinal orogenic belt and the development of its structural pattern.—Int. Geol. Congr., XXIV, session. Montreal, 1972, p. 433—440.
95. Deep-Sea Drilling Project. Properties of Igneous and Metamorphic Rocks of the Ocean Crust (Summary).—Trans. Am. Geoph. Un., 1973, vol. 54, N 11, pp. 973—981.
96. Deep-Sea drilling project. Initial core descriptions. Legs: 30—48.—Univ. of California. Scripps Inst. of oceanogr. La Jolla, Ca., 1973—1976.
97. Dingle R. V. Mesozoic palaeogeography of the southern Cape. Sought Africa.—Palaeogeogr., Palaeoclimatol., Palaeoecol., 1973, vol. 13, N 3, p. 203—213.
98. Chose N. C. Composition and origin of Deccan basalts—Lithos, 1976, vol. 9, N 1, p. 65—73.
99. Griukov G. E. Tectonics of the Antartandes.—In: Antarct. Geol. and Geoph. Oslo, 1972, p. 163—167.
100. Hall J. K. Geophysikal evidence for ancient sea—floor spreading from Alpha Crodillera and Mendeleev Ridge.—Anct. Geol. AAPG. Mem N 19. Tulsa, Okla, 1973, p. 542—561.
101. Haller J. Tectonic map of East Greenland, Kobenhavn, 1970. 265 p.
102. Naughton S. H. Geological history of Southern Africa. Cope Town, 1969, 535 p.

103. *Initial Reports of the Deep-Sea Drilling Project. v. I—XXIX.*— Nat. Sci. Found. Publ., Washington, 1969—1975.
104. *Kay M.* North American geosynclines.— Geol. Soc. Am. Mem., 48, 1951, 143 p.
105. *Kent P. E.* Mesozoic history of the East Coast of Africa.— Nature, vol. 238, No 21, 1972, p. 147—148.
106. *Khain V. E., Muratov M. V.* Crustal movements and tectonic structure of continents.— In: The Earth's crust. and upper mantle. Washington, 1969, p. 523—533.
107. *Kumarapeli P. S.* Monteregeian alkalic magmatism and the St. Lawrence rift system in space and time.— Can. Miner., vol. 10, pt. 3, 1970, p. 421—431.
108. *Kuno H.* Plateau Basalts.— In.: The Earth's Crust and Upper Mantle. Washington, 1969, p. 495—500.
109. *Loczy L.* Some problems of the tectonic framework of the Quiana shield with special regard for the Roraima Formation Geol. Rdsch., 1973, vol. 62, N 2, p. 318—342.
110. *McConnel R. and Williams E.* Distribution and provisional correlation of the precambrian of the Guiana shield. Georgetown—Guiana, 1970. 21 p.
111. *Mc Dougall J.* K-Ar age measurements on dolerites from Antarctica and South Africa.— J. Geophys. Res., 1963, vol. 68, p. 533—545.
112. *Mc Dougall J., Mc Elhiuny M. W.* The Rajmahal traps of India—k-Ar age and paleomagnetism.— Earth. Planet. Sci. Lett., 1970, 9, p. 371—378.
113. *Menard H. W.* Marine geology of the Pacific. New York, 1964. 271 p.
114. *Monger J. W. H.* Oceanic crust in the Canadian Cordillera.— Publ. Earth. Physical Branch, vol. 42, N 3, Ottawa, 1972, p. 59—64.
115. *Moore G. W., Castillo L. D.* Tectonic evolution of the southern gulf of Mexico.— Geol. Soc. Am. Bull., 1974, vol. 85, N 4, p. 607—618.
116. *Morphology, limits, origin and age of salt layer along South Atlantic African Margin/G.* Pautot., V. Renard, J. Daniel, J. Dupont.— Am. Ass. Petrol. Bull., vol. 57, N 9, p. 658—671.
117. *Raghavendra Rao V.* Data on subsurface distribution of Deccan trap.— J. Geol. Soc. India, 1975, vol. 16, N 3, p. 373—377.
118. *Raymond L. A.* Possible modern analogs for crocks of the Franciscan Complex, Mount oso Area, California.— Geology, 1974, vol. 2, N 3, p. 143—146.
119. *Robertson J. A.* A review of recently acquired geological data, Blind River—Elliot Lake area.— Geol. Assoc. Can. Spec. Pap. 1973, N12, p. 169—198.
120. *Robinson G. P.* Stratigraphy and structure of the Huon Peninsula, New Guinea, within the framework of the outer Melanesian.— Oceanogr. S. Pacif., 1972.
121. *Schnitzer W. A.* Das Jungpräkambrum Indies („Purana—System“) — Erlanger Geologische Abhandlungen, Erlangen. 1971, Heft 85, p. 3—44.
122. *Scrutton R. A.* Age of igneous activity and continental break—up.— Geol. Mag., 1973, vol. 110, N 3, p. 227—234.
123. *Siedner G., Miller I. A.* K-Ar determinations on basaltic rocks from South—West Africa and their bearing on continental drift.— Earth. Planet. Sci. Lett., vol. 4, p. 451—458.
124. *Snavelly 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.
125. *Sougy J.* West African Fold Belt. Bull. Geol. Soc. Amer., 1962, vol. 73, N 7, p. 871—876.
126. *Souther J. G.* Mesozoic and tertiary volcanism of the western Canadian Cordillera.— Bull. Earth Physics Branch. vol. 42, N 3, Ottawa, 1972, p. 55—58.

127. *Tectonic Map of Australia and New Guinea*. 1 : 5 000 000, Sidney, 1971.
128. *Transfer of Nasca Ridge pelagic sedimentsto the Peru continental margin*/L. D. Kulm, J. M. Resig, T. C. Moore, J. V. J. Rosato. — *Geol. Soc. Am. Bull.*, 1974, vol. 85, N 5, 1974, p. 769—780.
129. *Yanez 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.
130. *Zambrano J. J., Urien C. M. Geological outline of the Brasil in Southern Argentina and their continuation off the Atlantic shore.* — *Journ. of Geophysical research.*, vol. 75, N 8, March, 10, 1970, p. 1363—1396.

ОГЛАВЛЕНИЕ

Введение	3
--------------------	---

Часть первая

Траппы (плато-базальты) материков

Глава I. <i>Трапповый магматизм в геологическом времени</i>	6
Глава II. <i>Расположение трапповых полей в пространстве (в плане)</i>	11
Трапповые поля докембрия	12
Трапповые поля мезозоя и кайнозоя	18
Глава III. <i>Траппы (плато-базальты) в разрезах осадочных толщ и в рядах геологических формаций</i>	37
Траппы докембрия в разрезах осадочных толщ	40
Траппы мезозоя и кайнозоя в рядах геологических формаций	52
Глава IV. <i>Траппы и геотектоническая цикличность</i>	76

Часть вторая

Положение базальтовых полей материков и океанов в общей структуре Земли

Глава V. <i>Базальтовые поля океанов в сравнении с материковыми</i>	86
Базальтовые провинции океанского дна	90
Разломы океанских базальтовых полей	100
Формационное расчленение надбазальтовых осадочных толщ океанов с позиций материковой геологии	105
Глава VI. <i>Базальтовые поля Земли и геосинклинальные пояса в геологическом времени</i>	114
Закономерности в расположении океанов и геосинклинальных поясов	115
Типы развития геосинклинальных поясов неогена, определяющие появление и сохранность базальтовых полей	121
Современная базальтовая оболочка Земли и ее возможные древние аналоги	131
Заключение	138
Список литературы	142

ИБ № 2101

Галина Федоровна Макаренко

Базальтовые поля Земли (в пространстве и геологическом времени)

Редактор И. А. Резанов

Редактор издательства В. И. Макеев
Обложка художника А. А. Зубченко
Художественный редактор В. В. Евдокимов
Технический редактор А. Е. Матвеева
Корректор В. И. Ионкина

Сдано в набор 23.02.78.	Подписано в печать 15.08.78.	T-15142
Формат 60×90 ^{1/16}	Бумага № 2	Гарнитура литер.
Печать высокая.	Печ. л. 9,25	Уч.-изд. л. 10,33
Заказ 156/6821—1	Цена 1 р. 60 к.	Тираж 1000 экз.

Издательство «Недра», 103633, Москва, К-12, Третьяковский проезд, 1/19
Ленинградская картографическая фабрика объединения «Аэрогеология»

1р.60к.

2649

НЕДРА