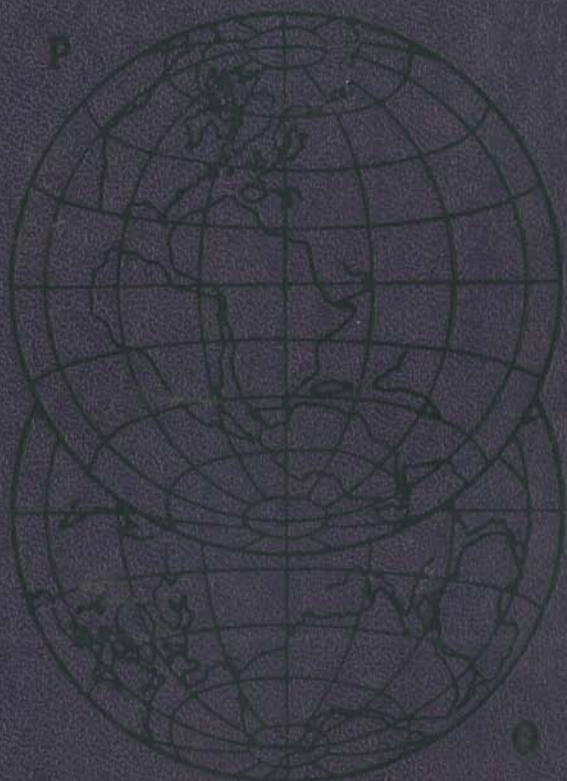


А.Я.Кравчинский



ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ
И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ
ЭВОЛЮЦИЯ
КОНТИНЕНТОВ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ
МИНИСТЕРСТВО ГЕОЛОГИИ СССР
ВОСТОЧНО-СИБИРСКИЙ ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И МИНЕРАЛЬНОГО СЫРЬЯ

А. Я. КРАВЧИНСКИЙ

ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ КОНТИНЕНТОВ

Ответственный редактор
чл.-кор. АН СССР Э. Э. Ф о т и а д и



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
Новосибирск • 1979

Анализируются мировые палеомагнитные данные и материалы по региональной геологии материков. Для каждого континента рассматриваются особенности распределения палеомагнитных полюсов, изменения палеогеографического положения регионов в сравнении с палеоклиматическими данными, сопоставляются вертикальные и горизонтальные движения платформ и прилегающих к ним складчатых областей, анализируется временная последовательность режимов геомагнитного поля в совокупности с особенностями вертикальных и горизонтальных движений, намечаются палеомагнитные признаки эпох оруденения. Рассматривается взаимосвязанность разнородных геолого-геофизических процессов и явлений в рамках концепции о геологических этапах развития Земли.

В заключение отмечаются общие закономерности, черты сходства и различия в развитии континентов в фанерозое.

Работа представляет интерес для специалистов в области геологии и геофизики и студентов высших учебных заведений.

Предлагаемая работа А. Я. Кравчинского, известного своими многолетними исследованиями палеомагнетизма горных пород в различных районах Восточной Сибири и соответствующим геологическим истолкованием их результатов, обращает на себя внимание прежде всего тем, что автор использует обширные геолого-геофизические материалы по всем континентам в объеме всего фанерозоя. Наиболее полные данные, естественно, относятся к Сибирской платформе. Для других регионов использованы многочисленные литературные источники, материалы которых тщательно систематизированы и проанализированы по единому плану. Сделано это вначале для древних платформ и обрамляющих их (и разделяющих) более молодых складчатых сооружений (часть I), а затем (часть II) обобщено для Земли в целом.

В результате выявлен ряд весьма интересных и новых закономерностей и связей между параметрами геомагнитного поля и особенностями геологического развития регионов в фанерозое. Прежде всего это относится к установлению того факта, что эволюция геомагнитного поля и палеогеографические перестройки отчетливо сочетаются, являясь как бы различными, но тесно связанными сторонами единого процесса эволюции Земли. Устанавливаемые периодичность и этапность явлений вполне коррелируются с геотектонической.

Развиваемая автором на основании полученных данных концепция геонимических этапов представляется достаточно аргументированной, плодотворной и имеющей принципиальное значение для

условно, требующей дальнейшей разработки, апробации и углубления.

Большой интерес представляют выполненные в настоящей работе оценки масштабов и характера горизонтальных перемещений континентов в фанерозое, достигающих десятков градусов. Палеомагнитные и геологические данные свидетельствуют, что значительные горизонтальные перемещения крупных блоков литосферы происходили не только в мезозое и кайнозое, но и на более ранних этапах развития нашей планеты.

Специального внимания заслуживают представления автора о стиле геотектонического развития платформ в фанерозое, обусловленном характером их геодинамического взаимодействия со смежными геосинклинальными областями.

Несомненно, что ценные разработки автора, освещенные в настоящей работе, хотя в отдельных своих положениях и дискуссионны, в целом должны рассматриваться как бесспорно способствующие прогрессу наших знаний в науках о Земле.

член-корреспондент АН СССР
Э. Э. Фотиади

ПРЕДИСЛОВИЕ

Настоящая работа представляет собой часть систематических исследований исторического развития планеты, в основу которых положено сопоставление палеомагнитных и палеогеографических данных.

Сравнение палеомагнитных и палеогеографических материалов предпринималось в разное время и на различных уровнях изученности. По существу все реконструкции палеоширот и палеоклиматов являются данью этому направлению. Идея совместного рассмотрения палеомагнитных и палеоклиматических материалов была высказана Дж. Эгером в 1956 г. Э. Ирвинг (1962) и А. Н. Храмов (1958), по-видимому, первыми выполнили такие сопоставления. Успех оказался впечатляющим и многие исследователи проводили подобные сравнения для различных геологических периодов и регионов. Трудно переоценить те далеко идущие следствия, которые вытекают из правильного решения вопроса о характере и масштабах горизонтальных движений континентов.

Сопряженность вертикальных движений и горизонтальных перемещений платформ и периодичность горизонтальных перемещений были установлены в 1966—1967 гг. на примере Сибирской платформы и последовательно прослежены во взаимосвязанности с разнородными геонимическими событиями на всех континентах, в ряде случаев от венда до антропогена включительно (Кравчинский, 1967—1977). И хотя в предлагаемой монографии суммированы и получили дальнейшее развитие материалы, положения и выводы, касающиеся различных регионов Земли, Сибирская платформа занимает в работе особое место прежде всего потому,

чением геологии и палеомагнетизма этого региона. С другой стороны, Сибирская платформа является областью широкого распространения неметаморфизованных и почти недислоцированных фанерозойских и в первую очередь нижнепалеозойских отложений и окружена разновозрастными складчатыми сооружениями — от байкалид до мезозоид. Наши исследования были сосредоточены главным образом на юге Сибирской платформы. Детально изучались береговые обнажения по рекам Лена, Ангара, Ока, Тагул, Бирюса, Ниж. Тунгуска и керновый материал по ряду опорных буровых профилей средне- и крупномасштабного геологического картирования. В меньшем объеме исследования велись в Восточном Саяне, Прибайкалье, на оз. Байкал, а также в Забайкалье и Юго-Западной Якутии. В общей сложности было отобрано и изучено более 15 000 ориентированных образцов преимущественно осадочных и средних-основных изверженных пород различного возраста — от позднедокембрийского до современного. Для отдельных геологических эпох и периодов произведено достаточно подробное опробование стратотипических и опорных разрезов (с интервалом отбора штуфов по вертикали до 0,2—0,5 м). Это в первую очередь относится к верхам венда — низам кембрия, верхам среднего — верхнему кембрию, ордовика, верхам перми — нижнему триасу, среднему палеогену, верхнему неогену — антропогену. Отложения другого возраста опробованы фрагментарно.

Неравномерная изученность фанерозойских толщ в значительной мере предопределялась тем, что производственные геологические организации, с которыми мы сотрудничали, были заинтересованы в получении новых данных для конкретных объектов, а не фанерозоя вообще.

Все коллекции ориентированных образцов исследовались на стабильность к действию переменных и постоянных магнитных полей, температур, подвергались временной чистке, иногда динамическим воздействиям.

Направление первичной намагниченности определялось по возможности несколькими методами, как аналитическими, так и лабораторными. Надежность определений контролировалась совпадением результатов, полученных для синхронных отложений различного состава, генезиса, отобранных в различных обнажениях и в дальнейшем подвергавшихся неодинаковой

лабораторной и аналитической обработке (Давыдов, Кравчинский, 1965, 1967; Кравчинский, 1968; и др.).

Кроме собственных материалов в работе использованы опубликованные данные других исследователей Восточной Сибири (В. П. Апарина, А. Я. Власова, Б. В. Гусева, Г. И. Гончарова, В. Ф. Давыдова, Г. Г. Камышевой, Э. Н. Линда, А. В. Поповой, В. П. Родионова, Д. И. Саврасова, Э. П. Сидоровой, Ф. С. Файнберга и др.), а также сводки палеомагнитных данных по СССР, составленные под редакцией А. Н. Храмова (Палеомагнитные направления, 1971, 1973), и сводки мировых палеомагнитных данных (Irving, 1964; Catalogue, 1972; McElhinny, 1968—1972; и др.), региональные геологические очерки И. В. Архипова, Д. Брауна, Т. У. Е. Дэвида, А. Ирдли, Н. С. Зайцева, П. Н. Кропоткина, Н. Г. Маркова, В. Е. Хаина, П. Н. Хераскова, С. Г. Хоутона, А. Л. Яншина и мн. др.

Пользуясь случаем, считаю своей приятной обязанностью выразить признательность акад. А. Л. Яншину, чл.-кор. АН СССР П. Н. Кропоткину, В. Е. Хаину, В. Н. Саксу, В. В. Федьнскому, Э. Э. Фотиади, докторам наук К. В. Боголепову, Л. П. Зоненшайну, Ю. А. Зорину, М. М. Лаврову, Г. Н. Петровой, Д. М. Печерскому, О. Г. Сорохтину, А. Н. Храмову, С. А. Ушакову, Н. М. Чумакову и другим за участие в обсуждении работы, советы и замечания.

ВВЕДЕНИЕ

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ ИССЛЕДОВАНИЙ

Еще недавно, всего каких-нибудь 10—15 лет назад, в теоретической геотектонике преобладали представления об определяющем значении вертикальных тектонических движений в развитии земной коры и об отсутствии сколько-нибудь значительных горизонтальных перемещений (фиксизм). Положение резко изменилось в последние годы. Вовлечение в сферу исследований обширных океанических пространств и использование новейших геофизических данных привели к коренному пересмотру прежних взглядов и завершились формулировкой новой более широкой неомобилистской концепции.

Нетрудно понять, с каким сопротивлением был встречен отход от представлений о ведущей роли вертикальных движений, особенно у нас, где вертикалистские представления были разработаны наиболее полно. Развернувшаяся в печати дискуссия (Кропоткин, 1961, 1967; Пейве, 1967; Хаин, 1971; Белоусов, 1954, 1975; Зоненшайн, 1976; и др.) свидетельствует об актуальности проблемы и призвана подчеркнуть сильные и слабые стороны противоборствующих концепций.

Занимаясь в течение длительного времени изучением палеомагнетизма горных пород и палеогеографическими реконструкциями, автор вынужден был принять мобилистские представления, поскольку фиксистские противоречили полученному фактическому материалу. Сразу же возникает вопрос — как двигались континенты? Известные палеогеографические схемы, построенные с учетом палеомагнитных и геологических материалов, призваны показать, как менялось положение континентов во времени. В какой-то мере эти схемы можно сравнивать с фотографиями Земли в прошлом. Но они, к сожалению, не дают ответа и не ставят вопроса эпизодически или непрерывно и почему, одновременно или асинхронно и почему именно так, а не иначе двигались регионы. Тщетно было бы искать в этих схемах и построениях объяснение последовательности вертикальных и в первую очередь колебательных движений земной

поверхности, которые, по мнению противников континентального дрейфа, являются основными, контролируют и определяют структуру внешней твердой оболочки Земли (Белоусов, 1954, 1975).

Данные о режимах геомагнитного поля (Храмов и др., 1965), типах «миграции» палеомагнитных полюсов (Кравчинский, 1968) вообще не принимаются во внимание при геотектонических построениях, хотя сведения о палеомагнитных широтах и полярности магнитного поля Земли широко привлекаются для аргументации дрейфа материков. Можно, конечно, возразить в том смысле, что гипотезы создаются для объяснения лишь некоторой группы фактов. Но в таком случае нельзя не согласиться, что хорошо разработанная последовательность вертикальных колебательных движений, равно как и кинематика самих горизонтальных перемещений, как раз и является теми сторонами вопроса, которые подлежат объяснению в первую очередь. Кстати, совершенно так же, как противники континентального дрейфа, не должны игнорировать наблюдаемую изменчивость палеомагнитных широт различных материков и полосовые магнитные аномалии в океанах.

Неравномерность горизонтальных перемещений, их соотношение с вертикальными, в том числе колебательными, движениями, эволюция геомагнитного поля, палеомагнитные и палеогеографические перестройки не рассматриваются и не находят объяснения в известных геотектонических гипотезах, но органически сочетаются в рамках концепции о геонимических этапах развития Земли.

Представление о геонимических этапах возникло в 1966—1967 гг. в попытке объяснить сопряженность палеомагнитных и палеогеографических событий (Кравчинский, 1968—1977). Геонимическим (отражающим закономерности общего развития Земли) этапом было предложено называть совокупность геолого-геофизических явлений между двумя последовательными перегруппировками палеомагнитных полюсов*. В известной мере оно было интуитивным. Дальнейшие исследования показали перспективность развиваемых положений.

В настоящей работе собраны воедино разрозненные материалы по этому вопросу (в том числе и ранее опубликованный нами подобный краткий обзор по платформенным областям (Кравчинский, 1977)), что представляется совершенно необхо-

* Термин «геонимия» (по аналогии с астрономией) около 10 лет назад был предложен В. В. Белоусовым для обозначения научной дисциплины, синтезирующей наши знания о Земле. В геолого-геофизической литературе для обозначения этого предмета пользуются обычно понятием «науки о Земле». Однако вопрос о рубрикации научных дисциплин не входит в компетенцию автора, не является объектом наших исследований и не имеет никакого отношения к этапности геолого-геофизических процессов.

димым, так как до сих пор сильны тенденции и попытки рассматривать обособленно последовательности вертикальных движений, горизонтальных перемещений литосферных блоков, геофизические явления и т. д.

В рамках представления о геонимических этапах развития Земли рассматриваются: а) закономерности пространственно-временного распределения палеомагнитных полюсов; б) кинематика горизонтальных перемещений континентов (направленность движений, вариации скоростей перемещения регионов относительно полюсов, палеогеографическое положение континентов); в) соотношение вертикальных и в первую очередь колебательных движений и горизонтальных перемещений крупных литосферных блоков; г) структура геомагнитного поля и структура литосферы.

Конструктивно работа состоит из трех частей. В первой части анализируются палеомагнитные и палеогеографические материалы для разных континентов. В основу анализа положены палеомагнитные данные для докембрийских платформ (см. методику расчетов). В качестве дополнительных привлекались сведения о палеомагнетизме молодых платформ. Случаи использования палеомагнитных определений, выполненных по породам складчатых областей, в различной мере измененным и дислоцированным, в тексте оговорены.

В соответствии с изложенным в Евразии рассматриваются Сибирская, Восточно-Европейская и Индийская платформы с прилегающими к ним разновозрастными складчатыми сооружениями. По Китайской (ныне наиболее разбитой) платформе мы не располагаем необходимыми данными и поэтому в настоящей работе она не может быть рассмотрена. Аравийский полуостров является частью крупнейшей современной Африканской платформы и соответствующие материалы включены в главу «Африка». В главах «Северная Америка», «Австралия», «Южная Америка» и «Антарктида» анализируются данные по платформенным и складчатым областям названных континентов.

Во второй части отмечаются черты сходства и отличия в развитии континентов и общие закономерности и особенности эволюции геомагнитного поля и литосферы в фанерозое, рассматривается концепция геонимических этапов, позволяющая объяснить эти закономерности, и определяется ее положение в общей системе неомобилистских представлений.

В третьей части поэтапно рассматривается положение континентов в фанерозое. Учитывая, что в прошлом материки располагались иначе, чем в современную эпоху, оказалось удобнее, исходя из соображений взаимосвязанности движений, начать рассмотрение с Сибирской, Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ, которые называют лавразийскими, перейдя затем к Африканской, Южно-Американской, Австралийской, Индийской и Восточно-Антарктической платформам,

которые, по общему признанию, составляли в палеозое единый суперматерик Гондвану. Такое подразделение континентов находит простое объяснение и естественно вытекает из кинематических особенностей дрейфа этих регионов (Кравчинский, 1973б).

В последующих главах с позиций представления о геонимических этапах развития Земли рассмотрены некоторые закономерности пространственного распределения эндогенных комплексов и схемы геисторического развития органического мира в фанерозое.

Основные результаты работы коротко изложены в резюме и показывают необходимость выполнения и расширения исследований по различным направлениям, каждое из которых, останавливая наше внимание на той или иной группе явлений, тем самым способствует построению и углублению общей теории развития Земли.

Рассмотрению палеомагнитных и палеогеографических материалов предпослано краткое описание методики расчетов кинематических характеристик движения полюса и перемещения континентов. Мы не останавливаемся на истории развития мобилистских взглядов, поскольку эти вопросы достаточно подробно освещены в работах П. Н. Кропоткина (1967), П. С. Воронова (1968а), Д. и М. Тарлингов (1973), В. Е. Хаина (1973), А. С. Моница (1977) и др.

МЕТОДИКА РАСЧЕТА КИНЕМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ПЕРЕМЕЩЕНИЯ РЕГИОНА ОТНОСИТЕЛЬНО ПОЛЮСА

В арсенале геофизических методов палеомагнитный метод занимает особое положение, так как является пока единственным в достаточной мере разработанным инструментом изучения геофизического и прежде всего геомагнитного прошлого Земли.

Современное геомагнитное поле в первом приближении обладает круговой симметрией относительно полюсов. Поэтому меридиональные положения районов равнозначны и неразличимы. Состояние поля на земной поверхности определяется только наклоном J , склонением D и напряженностью магнитного поля T . Наклонение поля $J = \arctg 2 \operatorname{tg} \varphi$ позволяет определить широту φ , а склонение D — направление магнитного меридиана в районе наблюдений (Храмов, Шолпо, 1967; и др.).

Предметом изучения палеомагнитологии служит первичная естественная остаточная намагниченность I_n^0 горных пород. Первичная намагниченность является отпечатком древнего

Точка P' на рис. 0.1 реконструирует ту позицию, которую занимал полюс по отношению к рассматриваемому региону в начальный момент времени. Очевидно, дуга $\cup PP'$ показывает, насколько полюс P изменил свое положение относительно региона при перемещении последнего из точки A в точку B и повороте на угол ΔD относительно направления магнитного меридиана. Из $\triangle BPP'$

$$\cup PP' = S' = \arcsin \frac{\cos \varphi \sin \Delta D}{\sin \arctg \frac{\cos \varphi_1 \operatorname{tg} \varphi - \sin \varphi_1 \cos \Delta D}{\sin \Delta D}} \quad (2)$$

Конструктивная идентичность выражений (1) и (2) формально позволяет представить фиктивное перемещение полюса при повороте региона на угол ΔD как меридиональное перемещение региона на угол $\Delta \lambda = \Delta D$ относительно неподвижного полюса. С другой стороны, выражение (1) описывает реальное перемещение региона относительно полюса (либо полюса относительно региона) за время $\Delta t = t_1 - t_0$, а выражение (2) — фиктивное. Величина фиктивного перемещения S' определяется по палеомагнитным данным, реальное перемещение S (при известном $\Delta \lambda$) не может быть рассчитано непосредственно.

На рис. 0.2 приведены три хорошо известных примера, иллюстрирующих палеогеографическую неполноту палеомагнитных данных. Слева — перемещение региона без вращения вдоль фиксированного меридиана из точки A в точку B (широтный дрейф). $\cup AP$ — расстояние до полюса, зафиксированное перед началом движения. При перемещении региона в точку B точка P займет соответственно положение P' . Очевидно,

$$S = \cup AB = S' = \cup PP' = \Delta \varphi = \varphi_1 - \varphi = \arctg \frac{1}{2} \operatorname{tg} J_1 - \\ - \arctg \frac{1}{2} \operatorname{tg} J.$$

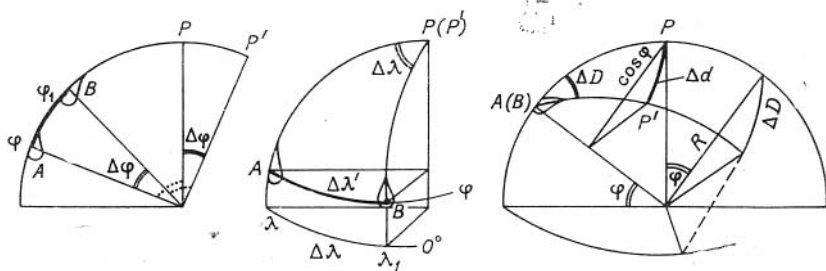


Рис. 0.2. Изменения положения палеомагнитного полюса относительно региона при широтном дрейфе региона (слева), долготном дрейфе (в центре) и при вращении региона (справа).

При долготном дрейфе без вращения вдоль фиксированной широты из точки A в точку B (центральный рисунок) $S = \cup AB = \Delta\lambda' = \Delta\lambda \cos \varphi$ ($\Delta\lambda = ?$), но $S' = \cup PP' = 0$.

Вращение региона вокруг неподвижного центра вращения (справа) сопровождается изменением ориентировки региона относительно полюса. Регион поворачивается вместе с отложившимися на нем породами, несущими «отпечатки» древнего поля. Согласно рисунку, $S = \cup AB = 0$, но $S' = \cup PP' = \Delta d = \Delta D \cos \varphi$.

Эти обстоятельства побудили часть исследователей (Blackett а. е., 1960; и др.) рассматривать перемещение континентов лишь вдоль современных меридианов с изменением их широты (широтный дрейф) и пространственной ориентировки (вращения). Широтная компонента S

$$\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi = \arctg \frac{1}{2} \operatorname{tg} J_1 - \arctg \frac{1}{2} \operatorname{tg} J \quad (3)$$

является реальной оценкой поступательных широтных движений региона, тогда как величина $S^1(\varphi, D)$ характеризует относительно подвижность полюса и региона.

Соответственно средние скорости «миграции» палеомагнитного полюса от эпохи к эпохе

$$v_{S'} = \frac{S'}{\Delta t}, \quad (4)$$

где Δt — длительность геологической эпохи, в течение которой полюс переместился из положения P в положение P' ($\cup PP' = S'$). Продолжительность эпох и периодов принималась в соответствии с утвержденной шкалой абсолютной геохронологии (в млн. лет). Для тех геологических периодов, которые методами абсолютной геохронологии не разделены с дробностью до эпохи, предполагалось равенство эпох внутри периода.

Средние скорости поступательного палеоширотного перемещения регионов относительно палеомагнитного полюса

$$v_{\Delta\varphi} = \frac{\Delta\varphi}{\Delta t}. \quad (5)$$

В эпохи ускоренного перемещения положение исследуемого региона относительно полюса изменялось направленно (колебательные движения играли резко подчиненное значение). Скорость подсчитывалась как частное от деления расстояния $\Delta\varphi$, пройденного регионом за одну геологическую эпоху, на длительность последней. В случае колебательных движений средняя скорость поступательного перемещения $v_{\Delta\varphi}$ определялась как частное от деления расстояния между положением региона в начальный и конечный моменты колебательных движений на продолжительность последних. Согласованность кри-

вых $v_S(t)$ и $v_{\Delta\Phi}(t)$ в главных своих чертах будет указывать, по-видимому, на доминирующее значение поступательных палеоширотных горизонтальных движений.

Следует отметить, что значения $\Phi(J)$ и D , рассчитанные по первичной естественной остаточной намагниченности пород, являются локальными характеристиками и в пределах обширных регионов существенно варьируют. Поэтому на первом этапе обобщения задача сводится к отысканию средних палеомагнитных характеристик для серий разновозрастных образцов, представляющих отдельные районы исследуемого региона. При расчетах средних параметров и оценках достоверности полученных материалов пользуются обычно статистикой Фишера, обстоятельно изложенной в работах А. Н. Храмова (1967) и др. Найденные значения среднего направления первичной естественной остаточной намагниченности $I_n^0(J, D)$ используются для вычисления координат палеомагнитного полюса $P_i(\Phi_i, \Lambda_i)$.

Широта полюса

$$\Phi = \arcsin \left(\sin \varphi_c \sin \arctg \frac{1}{2} \tg J + \cos \varphi_c \cos D \times \right. \\ \left. \times \cos \arctg \frac{1}{2} \tg J \right); \quad (6)$$

долгота полюса

$$\Lambda = \arcsin \frac{\sin D \cos \arctg \frac{1}{2} \tg J}{\cos \Phi} + \lambda_c,$$

где φ_c и λ_c — современные широта и долгота района отбора ориентированных образцов.

В отличие от направления первичной остаточной намагниченности позиции палеомагнитного полюса, рассчитанные по I_n^0 разновозрастных пород различных районов одного и того же региона, должны, по-видимому, совпадать между собой. Однако используемые для расчетов серии разновозрастных образцов представляют, как правило, разнородные выборки. «Даже если вести сплошной отбор образцов по нормали к напластованию, серия значений склонения и наклонения вектора первичной намагниченности этих образцов будет, в зависимости от режима осадконакопления, либо отражать осредненные за много тысячелетий состояния земного магнитного поля, либо описывать небольшие разрозненные отрезки кривых вековых вариаций, или же, наконец, представлять случайную выборку немногих средневековых, средневековых и т. д. значений магнитного склонения и наклонения для эпохи, продолжительность которой сотни тысяч и миллионы лет. Этот последний случай наиболее типичен для имеющихся в настоящее время палеомагнитных определений» (Храмов, 1967, с. 96).

Поэтому при использовании коллекций ориентированных образцов, отобранных на территории одного региона разными авторами в разных обнажениях с неодинаковой частотой, представленных неодинаковыми породами и датированных, как правило, с точностью до эпохи, редко века, а иногда и с точностью до геологического периода, методологически было бы неоправдано априорно задаваться любой формой траектории движения палеомагнитного полюса относительно исследуемого региона. Траектория является предметом изучения и, разумеется, меняется при изменении временного интервала осреднения. По данным обсерваторских, археомагнитных и палеомагнитных измерений для каждого региона можно получить разнопериодные изменения геомагнитного поля. Опубликованные к настоящему времени палеомагнитные определения, в силу указанных выше причин, в совокупности могут быть использованы в первую очередь для выделения компонент геомагнитного поля, характеризующих его среднее состояние за геологическую эпоху и даже несколько эпох. Наблюдаемый при этом

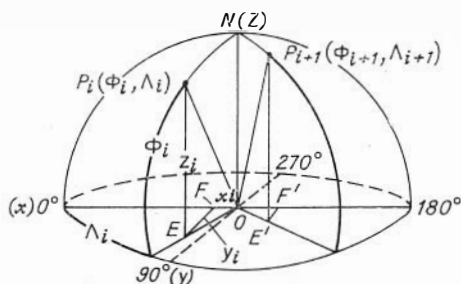


Рис. 0.3. Иллюстрация к расчету координат среднего полюса.

разброс палеомагнитных полюсов оценивался по кучности их расположения. Кучность K рассчитывалась по известной формуле Фишера

$$K = \frac{n-1}{n-R}, \quad (7)$$

где n — количество используемых для расчетов полюсов; R — геометрическая сумма нормализованных векторов, соединяющих центр Земли с полюсами (рис. 0.3)

$$R = \sqrt{\left(\sum_{i=1}^n x_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n y_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n z_i\right)^2}. \quad (8)$$

Согласно рис. 0.3,

$$\begin{aligned} z_i &= \sin \Phi_i; \\ x_i &= \cos \Phi_i \cos \Lambda_i; \\ y_i &= \cos \Phi_i \sin \Lambda_i. \end{aligned} \quad (9)$$

Положение среднего полюса из n определений соответственно составляет

$$\begin{aligned} \bar{\Lambda} &= \operatorname{arctg} \frac{\sum_{i=1}^n y_i}{\sum_{i=1}^n x_i} = \operatorname{arctg} \frac{\sum_{i=1}^n \cos \Phi_i \sin \Lambda_i}{\sum_{i=1}^n \cos \Phi_i \cos \Lambda_i}, \\ \bar{\Phi} &= \operatorname{arctg} \frac{\sum_{i=1}^n z_i}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n x_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n y_i\right)^2}} = \\ &= \operatorname{arctg} \frac{\sum_{i=1}^n \sin \Phi_i}{\sqrt{\left(\sum_{i=1}^n \cos \Phi_i \cos \Lambda_i\right)^2 + \left(\sum_{i=1}^n \cos \Phi_i \sin \Lambda_i\right)^2}}. \end{aligned} \quad (10)$$

Погрешности в определении среднего палеомагнитного полюса оценивались по кучности K расположения полюсов и радиусу круга доверия $A_{95} = 81 \sqrt{\frac{n-R}{R} \left(20^{n-1} - 1\right)}$ (Храмов, Шолпо, 1967). Для единичных определений расчеты K и A_{95} теряют смысл.

Наиболее точные данные получены для платформенных отложений и характеризуются $K \geq 100$ и $A_{95} = 3 - 5^\circ$. Это значит, что и положения средних палеомагнитных широт находятся не точнее, чем $\pm 3 - 5^\circ$, и, следовательно, вариации такого порядка в любом случае нельзя рассматривать как доказательства дрейфа материков. Соответственно средние скорости относительных горизонтальных перемещений полюса и региона по эпохам не могут быть найдены с точностью более $0,2 - 0,3$ град./млн. лет.

Вычисление координат среднего полюса может быть выполнено графически по сетке Вульфа (Каврайского и др.) (рис. 0.4). На кальку, наложенную на сетку, наносится полюс P_k , средний для k полюсов, и P_l для l полюсов. Калька поворачивается таким образом, чтобы P_k и P_l оказались на одном меридиане. Средний полюс $P_{(k+l)}$ для $(k+l)$ полюсов располагается на $\cup P_k P_l$ между точками P_k и P_l на расстоянии $\cup P_k P_l \frac{k}{k+l}$ от точки P_l (или, что то же самое, на расстоя-

нии $\cup P_k P_l \frac{l}{k+l}$ от точки P_k). Очевидно, при $k = l$ средний полюс $P_{(k+l)}$ располагается на середине дуги, соединяющей точки P_k и P_l .

Пусть $P_{(k+l)}$ ($\Phi_{(k+l)}$, $\Delta_{(k+l)}$, t_0) характеризует положение среднего полюса изучаемого региона в начальный момент времени t_0 , а P_m (Φ_m , Λ_m , t_1) — в момент t_1 . Поворачиваем кальку до тех пор, пока $P_{(k+l)}$ и P_m не окажутся на одном меридиане. $\cup P_{(k+l)} P_m = S'$ для интервала времени $\Delta t = t_1 - t_0$ (см. формулы (2) и (4)).

Величина

$$\overline{\Delta\varphi} = \frac{\sum_{i=1}^h \Delta\varphi_i}{h}, \quad (11)$$

где $\Delta\varphi_i = \varphi_{i1} - \varphi_i$ — величина палеоширотного перемещения одного и того же района исследуемой территории за время Δt ; h — число районов.

Графически $\Delta\varphi$ находится как среднее расстояние между одноименными палеомагнитными широтами, заложенными со-

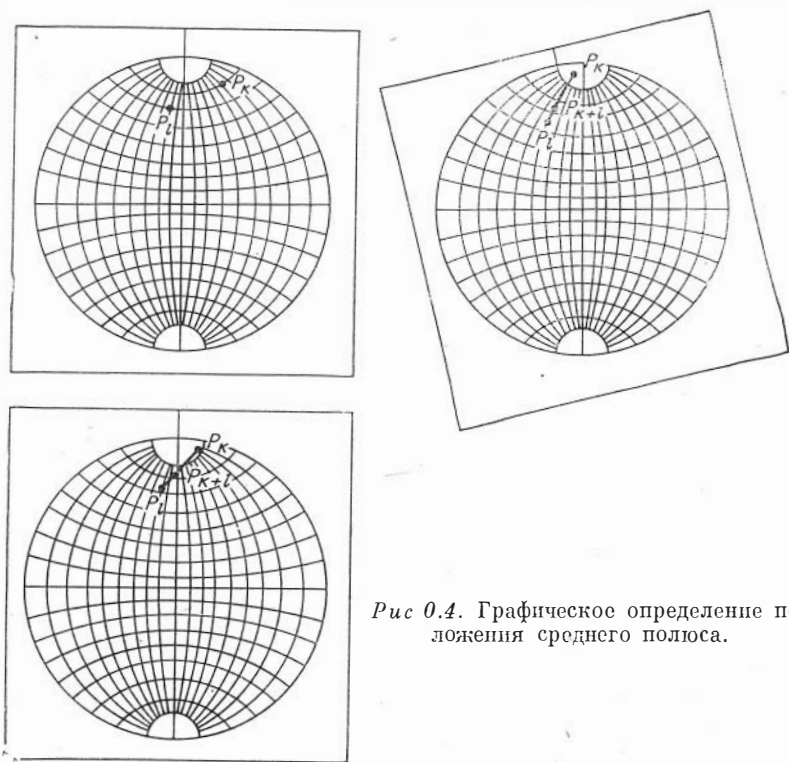


Рис 0.4. Графическое определение положения среднего полюса.

ответственно от полюсов $P_{(h+l)}$ и $P_{(m)}$. В этом случае $\Delta\varphi_i$ — единичные измерения между одноименными широтами, h — число измерений $\Delta\varphi_i$. Точность графических построений определяется разрешающей способностью (т. е. размерами) используемых сеток.

Ранее на многочисленных примерах нами было показано (Кравчинский, 1967—1977), что горизонтальные движения регионов $\overline{\Delta\varphi}$ не являются автономным геонимическим событием. Горизонтальные движения следует рассматривать лишь как одно из существенных проявлений глобальных геонимических перестроек. Выявлен широкий комплекс геолого-геофизических явлений, закономерно сочетающихся с горизонтальными перемещениями крупных блоков литосферы, и позволяющий восстанавливать нефиксируемые с помощью палеомагнитного метода моменты континентального дрейфа в прошлом. Рассмотрение этого комплекса является одним из основных вопросов настоящего исследования, которое в известной мере суммирует материалы и выводы предыдущих работ автора. Прогнозируя масштабы нефиксируемых с помощью палеомагнитного метода палеодолготных перемещений континентов, можно предположить, что в эпохи континентального дрейфа в условиях нашей планеты одноактное перемещение континентов S не может быть бесконечным и

$$\lim S \rightarrow S_{\max}. \quad (12)$$

В случае широтного перемещения $\Delta\lambda = 0$ и $\lim S \rightarrow S_{\max} = \Delta\varphi_{\max}$. При долготном перемещении $\Delta\varphi = 0$, $\lim S \rightarrow S_{\max} = \Delta\lambda_{\max}$. В общем случае $S \approx \arccos \cos \Delta\varphi \times \cos (\Delta\lambda \cos \varphi)$ (теорема косинусов). Откуда

$$\Delta\lambda \approx \frac{1}{\cos \varphi} \arccos \frac{\cos S}{\cos \Delta\varphi}. \quad (13)$$

Если реально фиксируемые значения $\Delta\varphi_{\max}$ принять за меру одноактного перемещения $S_{\max}$, можно записать

$$\begin{aligned} \Delta\lambda &\approx \frac{1}{\cos \varphi} \arccos \frac{\cos S}{\cos \Delta\varphi} \approx \frac{1}{\cos \varphi} \arccos \frac{\cos S_{\max}}{\cos \Delta\varphi} \approx \\ &\approx \frac{1}{\cos \varphi} \arccos \frac{\cos \Delta\varphi_{\max}}{\cos \Delta\varphi}. \end{aligned} \quad (14)$$

Существуют, разумеется, многие факторы, нарушающие справедливость предлагаемых соотношений (например, столкновение континентов, при котором $S \ll S_{\max}$). Тем не менее приводимые соотношения согласуются с представлением о конечности одноактных горизонтальных перемещений материков в эпохи континентального дрейфа, и при правильном приме-

нении позволяют дать разумную оценку долготным движениям крупных блоков литосферы.

В качестве источников палеомагнитной информации использовались каталоги палеомагнитных данных, систематический выпуск которых ведется около 20 лет. Каждому полюсу в каталогах присваивается свой индекс (номер) и приводится краткая характеристика соответствующей коллекции ориентированных образцов. В предлагаемой работе не представляется возможным и не имеет смысла воспроизводить эти материалы. Этим вопросом занимается Международный центр данных — Б в Москве. Но необходимо указать, какие полюсы брались для расчетов и графических построений и каковы были общие принципы разбраковки палеомагнитных определений.

Перечень палеомагнитных полюсов, использованных для расчетов координат среднего полюса с указанием источника, из которого полюсы заимствованы, и индексы (номера), под которыми каждый полюс зарегистрирован, приводится в таблицах I—VIII. В развитие их в таблицах IX—XVI приведены координаты средних палеомагнитных полюсов, вычисление которых выполнено с учетом изложенных соображений и замечаний. Краткий порегиональный обзор этих материалов приводится в следующих главах работы. Из рассмотрения исключались непредставительные коллекции ориентированных образцов (содержащие менее 10 штучков); коллекции, отобранные из измененных (смятых, метаморфизованных и т. д.) толщ; коллекции с низкой кучностью палеомагнитных направлений ($\alpha_{95} > 20-25^\circ$); противоречивые данные и данные, охарактеризованные самими авторами как ненадежные.

Из таблиц следует, что тектонические границы регионов, перемещавшихся в фанерозое как единое целое, определялись в первую очередь контурами докембрийских платформ, в пределах которых значительные горизонтальные перемещения не установлены и маловероятны.

Компактное расположение палеомагнитных полюсов, рассчитанных по направлению первичной естественной остаточной намагниченности почти недислоцированных и неметаморфизованных пород вулканогенно-осадочного чехла платформ, вполне согласуется с представлением о движении платформ как единого целого. Прилегающие к платформам складчатые области сложены в различной степени деформированными и метаморфизованными породами. Вертикальные и горизонтальные перемещения при дизъюнктивных и пликативных нарушениях пород фиксируются повсеместно и сопровождаются вращением отдельных блоков пород. Наиболее значительные видимые горизонтальные перемещения по сдвигам и шарьяжам достигают в складчатых областях и зонах их сочленения с платформами 100 км и более. Таковы, например, сдвиги Грейт-Глен в Шотландии (107 км), Таласо-Ферганской (200 км), Байдаулет-Ка-

расорский в Центральном Казахстане (70 км), Скандинавские покровы в каледонидах (более 100 км), Хочский покров в Западных Карпатах (более 100 км), надвиг Льюис в канадских Кордильерах (65 км) и многие другие (Пейве, 1967).

Метаморфизация, деформации и перемещения горных пород при складчатости и горообразовании в совокупности могут приводить к существенным изменениям пространственной ориентировки векторов естественной остаточной намагниченности и соответствующему изменению позиций палеомагнитных полюсов. Характер подобных изменений можно проиллюстрировать на примере расположения палеомагнитных полюсов Европы в разные геологические эпохи фанерозоя (рис. 0.5). При составлении рисунков были использованы сводки Э. Ирвинга (Irving, 1964; Catalogue..., 1972) и М. У. Мак-Элхини (McElhinny, 1968—1972) для зарубежной Европы и А. Н. Храмова и др. (Палеомагнитные направления..., 1971, 1973) для европейской части СССР и прилегающих складчатых областей Кавказа и Урала (табл. II). Данные по мезозою дополнены определениями, занимаваемыми из работы О. М. Русакова (1969). Представленные материалы позволяют констатировать, что разбросанность европейских полюсов резко увеличивается, если к рассмотрению привлекать материалы о палеомагнетизме пород, которые после или во время своего формирования подвергались действию горообразовательных движений.

Действительно, полюсы, рассчитанные по намагниченности неметаморфизованных и почти ненарушенных отложений Восточно-Европейской платформы, во все геологические эпохи располагаются компактно. Напротив, допермские полюсы, вычисленные по намагниченности пород различных районов палеозойской складчатости, отличаются большой рассредоточенностью. Но уже пермские и мезокайнозойские полюсы сгруппированы достаточно хорошо. И, наконец, полюсы всех представленных на рис. 0.5 геологических эпох, рассчитанные по намагниченности пород областей альпийского орогенеза (за исключением разве только неоген-четвертичных), существенно рассредоточены.

Рассредоточенность палеомагнитных полюсов, смежных с платформами складчатых областей, может оказаться настолько существенной, что возникает необходимость в выделении нескольких центров группирования синхронных полюсов. Примером тому может служить распределение позднедокембрийских полюсов Восточной Сибири, образующих три пространственно обособленные подгруппы: восточную (Алданскую), центральную (Туруханскую) и западную, объединяющую полюсы, вычисленные по породам южного обрамления Сибирской платформы (Енисейский кряж, Восточный Саян, Прибайкалье) (рис. 0.6).

Поэтому, ограничив объем информации сведениями о палеомагнетизме горных пород той или иной платформы, можно,

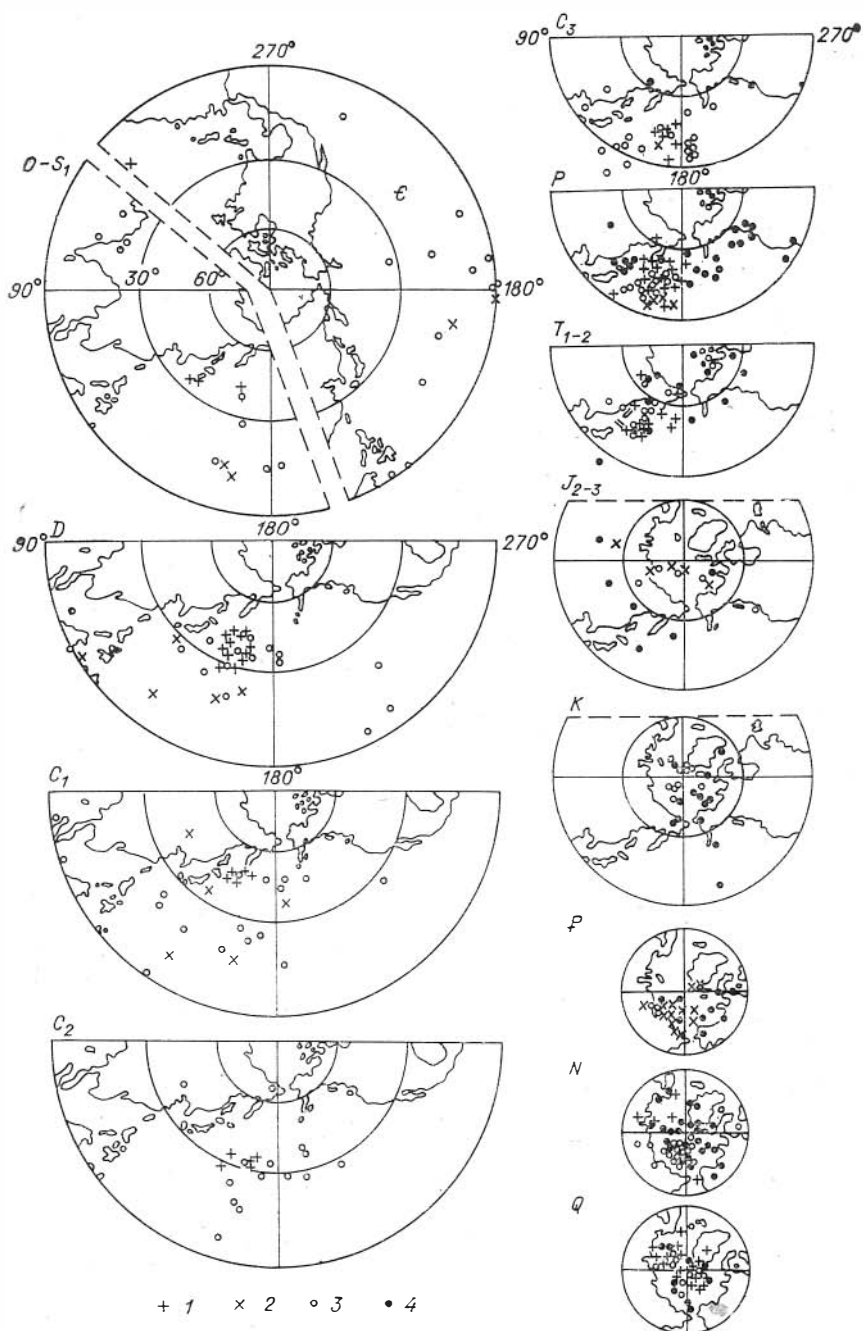


Рис. 0.5. Палеомагнитные полюсы Европы.

1 — 4 — палеомагнитные полюсы Восточно-Европейской платформы и областей соответственно каледонской, герцинской и альпийской складчатостей.

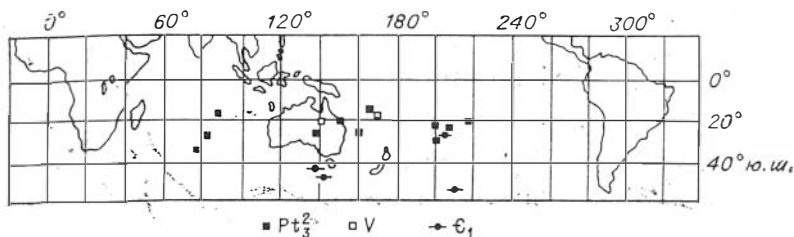


Рис. 0.6. Позднекембрийские и раннекембрийские полюсы обрамления Сибирской платформы (Кравчинский, 1970).

по-видимому, получить распределение палеополюсов, не искаженное в результате перемещений и деформаций горных пород и отдельных тектонических блоков земной коры. Эта картина, очевидно, не будет нарушена, если включить в рассмотрение данные о палеомагнетизме горных пород, сформировавшихся на прилегающих к платформе территориях после завершения складчатостей. Привлечение таких материалов совершенно необходимо и позволяет восполнять пробелы, обусловленные неравномерной изученностью платформенных отложений. Указанные соображения были учтены при составлении таблиц и рисунков.

Значительные отклонения естественной остаточной намагниченности может вызвать метакхронная намагниченность. Проблема метакхронной намагниченности оживленно дискутировалась на IX конференции по палеомагнетизму в г. Баку (1973 г.). Суть проблемы заключается в возможности перемагничивания горных пород под действием химических, термохимических и термовязких процессов при аридном выветривании, погружении пород на большие глубины, прогревании толщ магматическими образованиями и др. Чтобы в полной мере представить себе возможные последствия таких явлений, вспомним хотя бы о предположении позднепалеозойского перемагничивания большей части среднепалеозойских отложений Восточно-Европейской платформы, рассмотренном недавно в работе (Палеомагнетизм палеозоя, 1974).

Вертикальные движения дневной поверхности континентов достаточно полно раскрываются в последовательности вулканогенно-осадочных формаций горных пород, их мощностях и площадях распространения. Методологическая сторона этого вопроса обстоятельно анализируется в трудах В. В. Белоусова (1954, 1975), Н. М. Страхова (1962), Л. Б. Рухина (1962), В. Е. Хаина (1973) и др. При изложении соответствующих материалов на работы этих исследователей делаются ссылки.

Часть I

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКИЕ ПЕРЕСТРОЙКИ НА КОНТИНЕНТАХ

Глава I

ЕВРАЗИЯ. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

1. СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

В табл. I перечислены все известные автору определения координат палеомагнитных полюсов Сибирской платформы. При составлении таблицы были использованы сводки А. Я. Кравчинского (1970а) и А. Н. Храмова и др. (Палеомагнитные направления..., 1971, 1973). Следует, по-видимому, отметить, что подавляющая часть представленных в таблице коллекций прошла временную чистку. Кроме того, образцы подвергались (выборочно, а иногда и все) размагничиванию переменными магнитными полями и термочистке. Для выявления I_n^0 широко использовались аналитические приемы (Храмов, 1963). Надежность данных в ряде случаев несомненна и подтверждается совпадением координат полюсов, рассчитанных разными авторами для синхронных образований, изученных в различных обнажениях, представленных породами различного состава и в дальнейшем подвергавшихся неодинаковой лабораторной и аналитической обработке. В первую очередь это относится к многочисленным определениям позиций полюсов для позднего кембрия и ордовика. Например, В. П. Родионов (Родионов, Сидорова, 1963) для нахождения I_n^0 позднечембрийских толщ широко использовал метод обращения. Нами же (Кравчинский, 1968) для выявления I_n^0 применялся комплекс чистки переменными магнитными полями, временной и температурной (300°).

На рис. I.1 показано распределение сибирских палеополюсов. Позднепротерозойские полюсы Восточной Сибири рассредоточены на огромном пространстве от юго-восточных районов Индийского океана через Австралию до Южной котловины Тихого океана. Расположение позднепротерозойских полюсов подсказывает целесообразность выделения трех самостоятельных подгрупп: Алданской (восточной) (табл. I, полюсы 0100÷÷0103), Туруханской (центральной) (полюсы 096÷÷099) и Ангарской (западной) (полюсы 13—04). Все верхнепротерозойские палеомагнитные данные относятся к якутскому комплексу *

* В данной работе мы придерживаемся стратиграфической схемы В. И. Драгунова и др. (1966) для позднечембрийских образований.

(средняя часть верхнего протерозоя), время образования которого принимается 1300—900 млн. лет. Указанная локализация восточно-сибирских полюсов устойчиво сохранялась в течение длительного времени формирования якутского, а возможно также и кимайского комплексов, т. е. 400—550 млн. лет.

В венде — начале кембрия наблюдается сближение полюсов трех выделенных подгрупп, но по-прежнему все полюсы Алданского щита, а, точнее, Учуро-Майского района оказываются смещенными к востоку (табл. I, рис. 0.6, полюсы 077÷081, 083÷086, 12—11, 12—15, 12—16, 12—29, 12—33) относительно полюсов Туруханского района (полюсы 075, 076, 090, 091, 13—16), а полюсы горного обрамления Иркутского амфитеатра — к западу (полюсы 089, 092—094, 12—09, 12—28, 12—32). Из рассмотрения исключены полюсы 095 и 090. Породы излучинской свиты (полюс 095), по данным Г. И. Гончарова (1963), отличаются необычно низкой для данного района намагниченностью (в 5—10 раз ниже I_n перекрывающих отложений аналогичного состава). Природа этого явления не изучалась. Определение 090 относится к породам обожженной приконтактной зоны и, естественно, характеризует метахронную намагниченность.

Полюсы позднего кембрия — ордовика Сибирской платформы располагаются в Австралии и образуют одну чрезвычайно компактную группировку, в рамках которой отмеченная ранее территориальная обособленность полюсов проявляется неуверенно (см. рис. I.1) (Кравчинский, 1968, 1970а; и др.).

Впрочем, разобщенность досреднекембрийских полюсов Восточной Сибири представляется неизбежной и закономерной, так как при расчетах использовались данные о намагниченности пород окраинных районов и складчатого обрамления платформы, в различной мере подвергшихся действию байкальского орогенеза. Влияние горообразовательных движений на распределение палеополюсов рассматривалось выше.

Наступление среднего палеозоя ознаменовалось резким смещением полюса в сторону Сибирской платформы. Среднепалеозойские полюсы располагаются, согласно рис. I.1, уже в северной половине Тихого океана, восточнее островов Тайвань, Рюкю и Японских. Систематические отклонения обнаруживают полюсы 018, 022 и 024, рассчитанные по намагниченности пород района р. Курейки. Отклонения носят ясно выраженный локальный характер — в смежных районах того же Турухапо-Норильского краевого антиклинория получены результаты (полюсы 017, 023, 025, 8—45, 10—13), совпадающие с материалами для других областей платформы.

Немногочисленные позднепалеозойские полюсы располагаются к востоку от Сибирской платформы и непосредственно на платформе.

Координаты пермотриасовых полюсов рассчитывались по намагниченности траппов. Время проявления траппового маг-

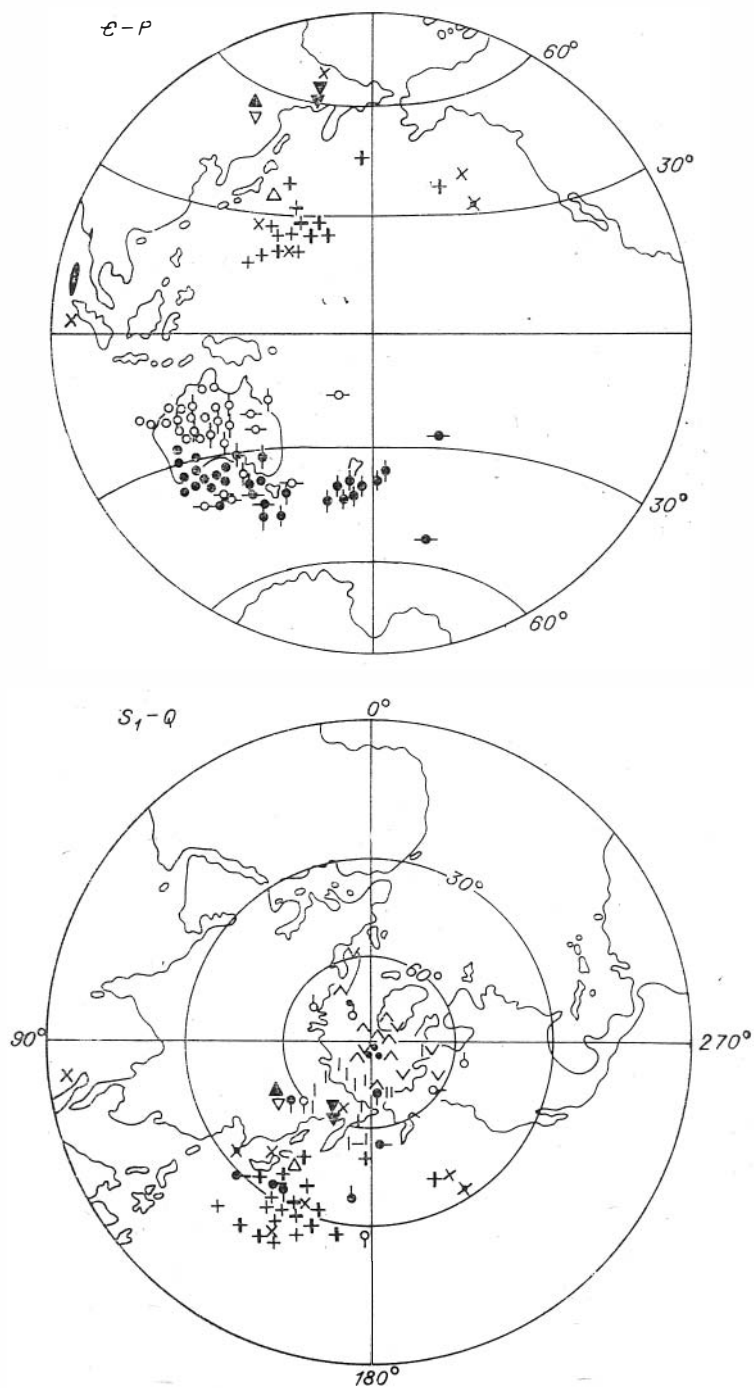
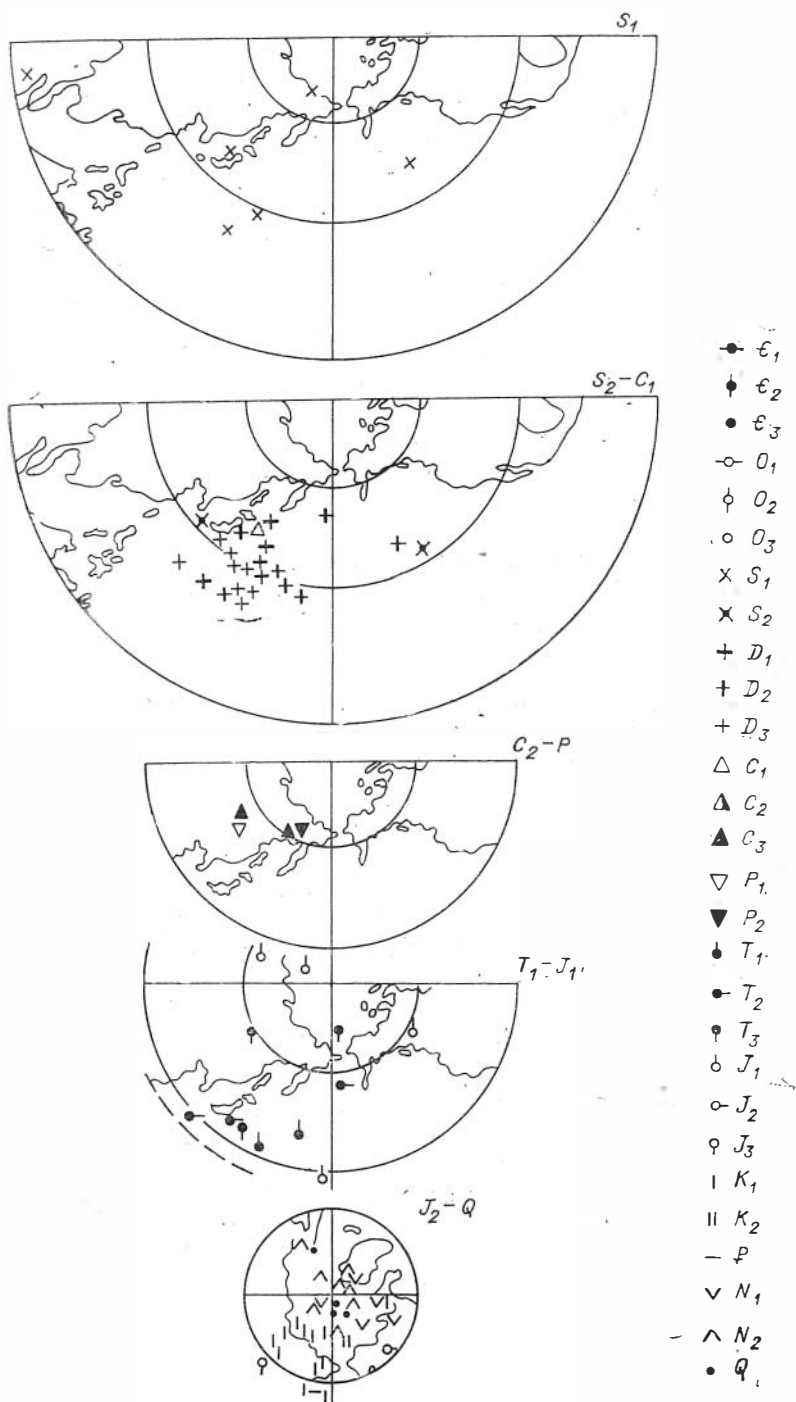


Рис. 1.1. Распределение палеомагнитных



полюсов Сибирской платформы.

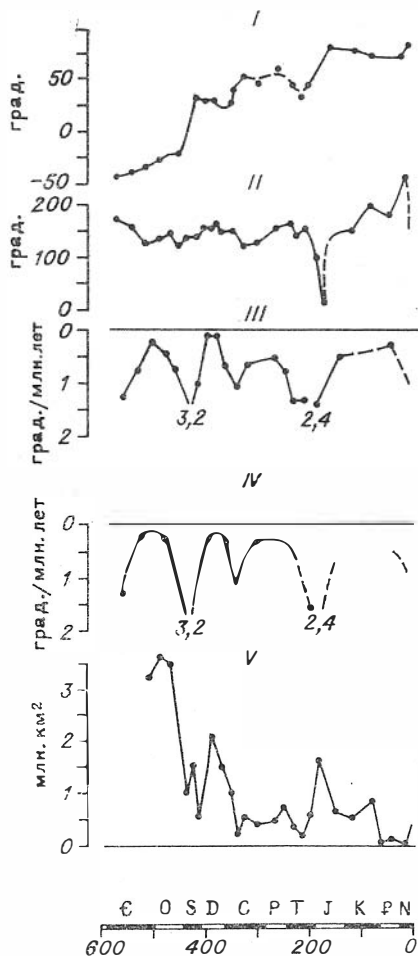


Рис. 1.2. Кинематические характеристики относительного перемещения среднего палеополуса и Сибирской платформы и эпейрогенических движений платформы.

I — изменение широт палеомагнитного полюса во времени (с. ш.); II — изменение долгот палеомагнитного полюса; III — средние скорости «миграции» палеомагнитного полюса по эпохам; IV — средние скорости поступательного перемещения платформы относительно полюса; V — площади, покрывавшиеся морем в разные геологические эпохи.

матизма на северо-западе Сибирской платформы охватывает конец палеозоя — начало мезозоя (Шведов, 1939; Спизарский, 1955; Лурье, Обручев, 1955; и др.). В других районах платформы известны траппы допермского и посттриасового возраста (см. ниже).

Совершенно новую позицию занимают посттриасовые полюсы, локализованные в Арктической области. Большинство посттриасовых определений получено при изучении горных пород прилегающих к платформе регионов.

Как видно из рис. 1.2 (кривые I — IV), группировка

палеомагнитных полюсов является следствием неравномерного перемещения платформы относительно полюса. Наиболее показательны в этом отношении палеоширотные изменения координат среднего полюса во времени и изменения скоростей поступательного движения платформы (кривые I и IV). Ступенчатый характер кривой I обусловлен чередованием периодов сравнительно устойчивого положения платформы в конце кембрия — ордовике, венлок — турне, намюр — первой половине триаса и, возможно, в посттриасовое (?) время (пологие участки кривой) с эпохами направленного и ускоренного перемещения платформы на рубежах указанных периодов (крутые участки графика). Средняя скорость перемещения платформы составляла 0,10 — 0,80 град./млн. лет для различных геологических эпох в периоды устойчивого положения

региона и возрастала до 2 град./млн. лет и более в моменты его ускоренного перемещения относительно полюса (кривая III). На кривой IV эти моменты отмечены аномальными всплесками.

Каждой группировке палеомагнитных полюсов соответствует свой характерный план расположения средних палеоширот (рис. I.3). Судя по этим данным, в течение фанерозоя платформа переместилась из экваториальной через арктическую область на средние широты северного полушария и, таким образом, в различное время должна была находиться в разных климатических поясах.

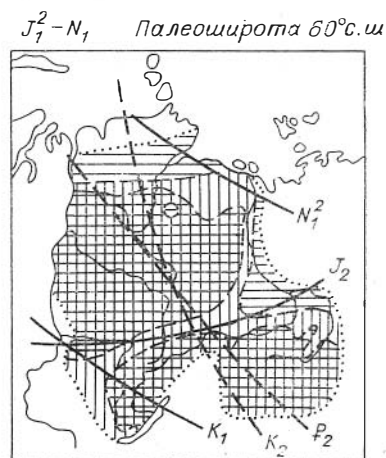
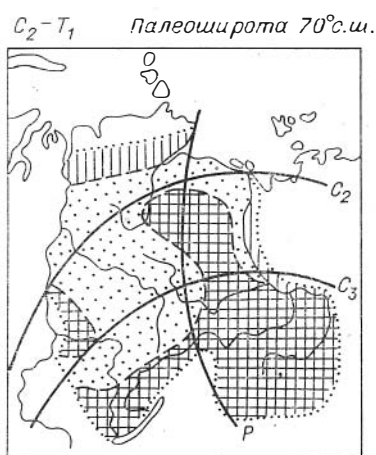
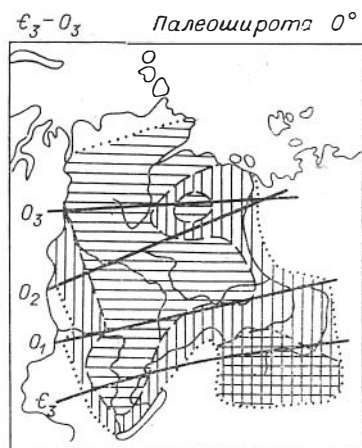
Перемещение Сибирской платформы по палеомагнитным и палеоклиматическим данным

Анализ палеомагнитных и геологических материалов, подтверждающий масштабы и характер эпейрофореза Сибирской платформы, мы начнем с позднего кембрия, прежде всего потому, что позднекембрийские полюсы рассчитывались по намагниченности платформенных осадков и они образуют одну компактную группировку. Отбор ориентированных образцов позднего протерозоя — раннего кембрия производился в миогеосинклинальных зонах байкалид и смежных районах платформы. Соответствующие полюсы имеют несколько центров группирования, в силу чего вопрос об ориентации допозднекембрийской географической сети относительно Восточной Сибири не получает однозначного решения.

Поздний кембрий — ордовик (см. рис. I.3)

Верхнекембрийские карбонатные отложения распространены главным образом на севере Сибирской платформы и представлены, преимущественно, известняками светлыми и пестрыми. В фациальном отношении карбонатные осадки относятся к образованиям морского мелководья, на что указывают трещины усыхания, внутрiformационные конгломераты, постоянная примесь песчаного материала и ряд других признаков. В южных районах платформы широкое развитие получили пестроцветные (в основном красноцветные) терригенные осадки (Демюкидов и др., 1966; Жарков, 1974).

Нижнеордовикские отложения устькутского яруса на большей части территории Сибирской платформы сложены карбонатными осадками светлых, серых и пестрых тонов. Только в пределах Иркутского амфитеатра (реки Ока, Чуна, Бирюса) в их составе доминируют терригенные, главным образом сероцветные породы.



В чуньский век карбонатные осадки отлагались в бассейне среднего течения рек Лены, Вилюя, на юго-западном склоне Анабарского поднятия. В западном направлении возрастает роль обломочных образований. Карбонатные и детритовые породы нередко красноцветны.

Среднеордовикская эпоха характеризуется преобладанием терригенных морских осадков, серовато-зеленых и красных. Карбонатные породы присутствуют в северных районах. Широко распространены фосфоритовые песчаники, «галшки», конкреции и т. д.

Верхнеордовикские образования Иркутского амфитеатра и среднего течения р. Лены сложены красноцветными терригенными осадками, нередко гипсоносными. В западных и северо-

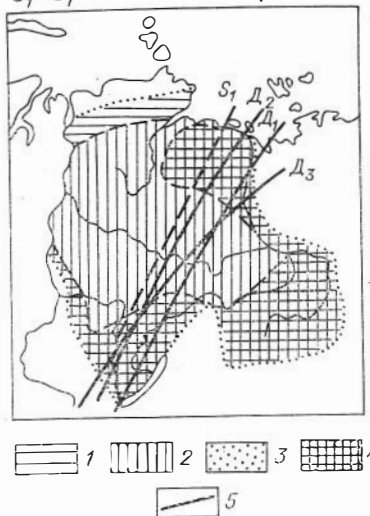


Рис. 1.3. Палеотектоническая обстановка на Сибирской платформе в периоды погружений и фаерозойские палеомагнитные широты.

1 — области устойчивого погружения платформы; 2 — области развития преимущественно мелководных морских и лагунных отложений; 3 — области континентального осадконакопления; 4 — области устойчивого поднятия платформы; 5 — палеомагнитные широты различных геологических эпох.

Для среднего ордовика характерна региональная фосфоритность. Гипсообразование было крайне ограниченным. Отвлекаясь от сложной природы и механизма седиментации фосфоритов, можно отметить, что современные фосфориты образуются только в условиях теплого климата (Рухин, 1962). Наличие пропластков пород, обильно пропитанных гидроокислами железа и с богатой фауной, вероятно, указывает на интенсивное химическое выветривание и благоприятные экологические условия и не противоречит экваториальному положению платформ (15° с. ш.—15° ю. ш.).

Гипсоносность верхнеордовикских отложений юга Сибирской платформы (10—20° с. ш.), по-видимому, является следствием некоторой аридизации климата в этих районах.

западных районах Тунгусской синеклизы, в верховьях р. Маркоки и по среднему течению р. Вилюй присутствуют карбонатные породы (Никифорова, Андреева, 1966; Жарков, 1974).

Проводя вслед за Л. Б. Рухиным (1962), Н. М. Страховым (1962) и другими аналогии с современной эпохой, можно утверждать, что позднекембрийско-ордовикские моря Сибирской платформы были теплыми, так как в них осаждались карбонатные, пестроцветные, реже хемогенные (гипсы) осадки.

В конце кембрия Восточно-Сибирское море покрывало большую часть платформы и имело в основном нормальную соленость. Участки с повышенной соленостью вод располагались в бассейне р. Подкаменной Тунгуски и на востоке Иркутского амфитеатра. Эти же условия сохранились, по-существу, и в раннеордовикскую эпоху, хотя глубина бассейна и конфигурация береговой линии изменились. По палеомагнитным данным платформа находилась между 5° с. ш. и 20° ю. ш.

Средний палеозой (силур, девон, турне—визе)
(см. рис. 1.3)

С и л у р. Наиболее полные разрезы силура известны в северной и северо-западных частях Сибирской платформы и характеризуются широким развитием известняков и граптолитовых сланцев, сменяющихся в позднем силуре доломитами и гипсоносными пестроцветными осадками.

Маломощные раннесилурийские отложения установлены также в западных районах Вилюйской синеклизы (карбонаты) и вдоль северо-западной и северной окраины Иркутского амфитеатра (серые и красные терригенные образования) (Никифорова, 1966; Жарков, 1974).

Д е в о н. Нижне- и среднедевонские отложения выявлены на западе и севере платформы и представлены главным образом лагунно-континентальными пестроцветными и гипсоносными толщами. Среднедевонские известняки и доломиты установлены в бассейне р. Вилюй. Позднедевонские осадки накапливались также в Канско-Тасеевской впадине, в районе городов Тайшет—Алзатай, в Вилюйской синеклизе. Характерно преобладание пестроокрашенных, нередко гипсоносных пород. В Норильском районе и на севере Тунгусской синеклизы присутствуют морские известняковые образования (Меннер, Янов, 1966; Жарков, 1974; и др.).

Р а н н и й к а р б о н. Нижнекаменноугольные отложения турнейского яруса выделены только на крайнем севере и северо-западе платформы и сложены известняками и доломитами. Такое же ограниченное распространение имеют визейские породы — карбонатно-ангидритовые на севере, пестроцветные терригенно-карбонатные на северо-западе, гипсоносные в бассейне р. Оленек (Вербицкая, Радченко, 1966; Жарков, 1974).

По палеомагнитным данным в среднем палеозое платформа располагалась в основном на 30—50° с. ш. и в ее северо-западных и западных районах на палеоширотах 27—45° с. ш. накапливались осадки, указывающие на жаркий (от влажного до засушливого) климат. Юго-восточная окраина платформы располагалась на 50—55° с. ш. Это могло бы вполне объяснить относительное понижение температуры морских вод Верхояно-Колымского бассейна («низкую температуру воды», по Ржонсцинской, 1966 г.).

Поздний палеозой — ранний триас

Геологический обзор этого времени целесообразно расширить, учитывая специфику сложившейся палеогеографической обстановки и слабую палеомагнитную изученность верхнепалеозойских образований.

В хорошо известных палеоклиматических обобщениях (Рухин, 1962; Страхов, 1962; Синицын, 1970) доказывается, что в позднем палеозое климат в Восточной Сибири был влажным, умеренным и даже теплым. Эта точка зрения укоренилась и до сих пор разделяется многими исследователями. Сомнения в правильности такого взгляда возникли при палеомагнитном опробовании верхнепалеозойских толщ Тунгусской синеклизы. Обращали на себя внимание плохая сортированность осадков, обилие галек и валунов пород неместного происхождения, крутые наклоны векторов остаточной намагниченности и др. В совокупности эти явления могут быть поняты и легче укладываются в схему, предусматривающую высокоширотное положение Сибирской платформы. Приводимые ниже доказательства были изложены нами в работах (Кравчинский, 1967, 1969, 1972б). Новые данные по геологии и палеомагнетизму позднепалеозойских отложений (Келлер, 1972; Юфев, 1974; Кравчинский и др., 1976а, б; и др.) не внесли корректив в схему 1969 г. Поэтому автор счел себя обязанным указать, чьи материалы были использованы при ее первоначальном обосновании.

Палеоструктурные и литолого-фациальные особенности верхнепалеозойских отложений. Верхнепалеозойские толщи Сибирской платформы в целом характеризуются исключительно однообразным литологическим составом и повсеместно представлены сероцветными (разных оттенков) песчаниками, алевролитами, аргиллитами, черными углистыми сланцами, углями и конгломератами. В строении рассматриваемых толщ принимают участие траппы и туфы. Серые оттенки пород, широкое распространение углей, годичные кольца деревьев — все это, по мнению многих исследователей (Вахрамеев, 1957; Павлов и др., 1966; Радченко, 1966; Страхов, 1962; Шейнманн, 1954; и др.), указывает на господство в верхнем палеозое умеренного и влажного климата.

Распределение главнейших литологических типов верхнепалеозойских отложений на территории Сибирской платформы и в прилегающих регионах показано на рис. 1.4 и 1.5. Со сменой одной эпохи другой площади развития известняков отступают на запад. В ранней перми на всей территории Сибирской платформы, Таймыре, в пределах Верхоянской геосинклинали, в Забайкалье и Северной Монголии, а также в ряде областей, расположенных западнее Сибирской платформы, вплоть до Кузбасса, Полярного Урала и Новой Земли, получают распространение сероцветные осадки. Они слагают континентальные (Сибирская платформа, п-ов Таймыр, Минусинская котловина и др.) и морские (Верхоянская геосинклиналь, Хатангская впадина, о. Новая Земля, Забайкалье и др.) толщи (Вихерт, 1961; Геология Сибирской платформы, 1966; Геологическое строение СССР, 1958; Каширцев, 1961; Козеренко, 1955; Куликов, Тулоханов, 1958; и др.).

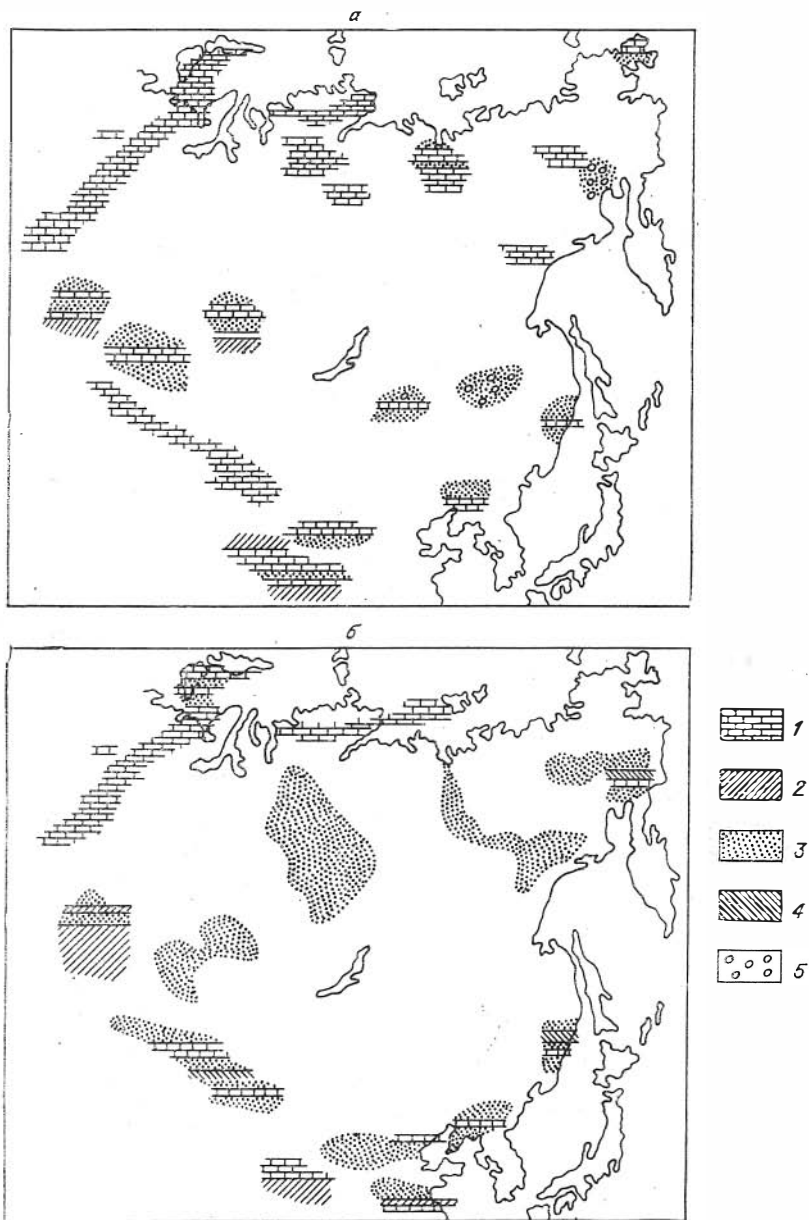


Рис. 1.4. Распределение важнейших литологических типов пород на Сибирской платформе и в прилегающих областях в раннем (а) и в среднем — позднем (б) карбоне.

1 — карбонатные отложения; 2 — красноцветные терригенные отложения; 3 — сероцветные терригенные отложения; 4 — кремнистые породы; 5 — конгломераты.

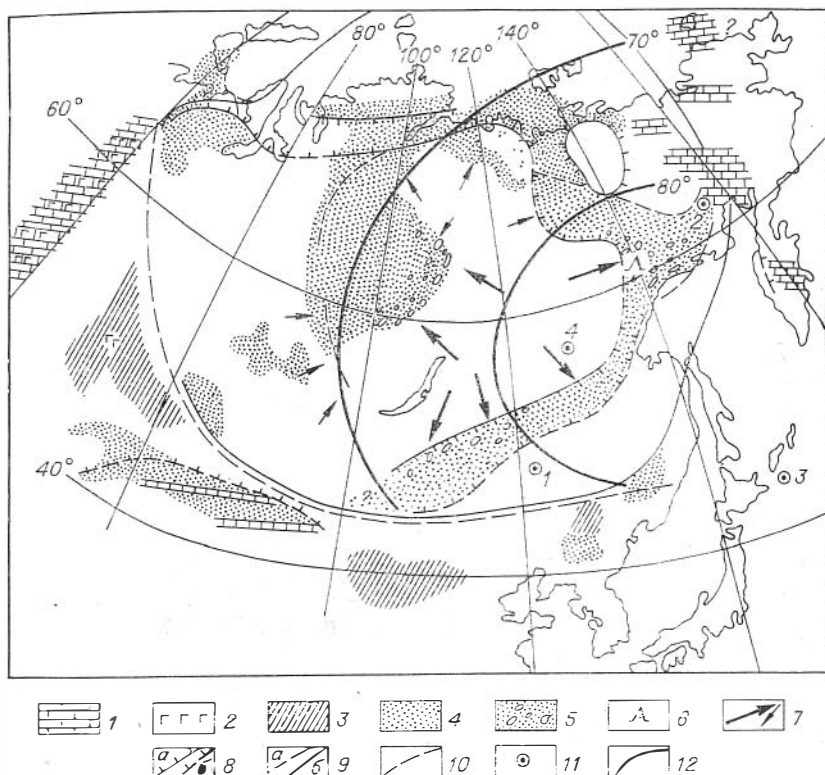


Рис. 1.5. Палеогеографическая обстановка на Сибирской платформе в раннепермскую эпоху (по А. Я. Кравчинскому, 1969).

1 — карбонатные отложения; 2 — хомогенные осадки (соли, гипсы); 3 — красноцветные терригенные отложения; 4 — сероцветные терригенные отложения; 5 — валунные конгломераты; 6 — ледниковые отложения; 7 — основные направления сноса на Сибирской платформе; 8 — границы суши и моря (а), предполагаемые границы суши и моря (б), штрих направлен в сторону моря; 9 — ареал распространения тунгусской флоры (а) и холоднолюбивой морской фауны (б); 10 — площади распространения экзотических галечников; 11 — палеомагнитные полюсы; 12 — средние палеошироты.

На о. Шпицберген в это время накапливались карбонатные осадки, в пределах Русской платформы происходило активное солеобразование. В Казахстане развиты красноцветные, нередко соленосные толщи. Пермские отложения Средней Азии и Памира отличаются карбонатно-терригенным составом (Геологическое строение СССР, 1958; Геология СССР, 1962; Стратиграфия СССР, 1966; Рухин, 1962; Силицын, 1970; и др.). Согласно сводке Ли Сы-гуана (1952) по геологии Китая, в Ордосе, провинциях Шаньси, Хэбэй, Шаньдун в составе угленосных толщ нижней перми присутствуют красно- и пестроцветные терригенные образования, иногда бокситы. На северо-востоке

Китай (хр. Большой Хинган, район г. Харбина) нижнепермские песчано-глинистые породы содержат прослой известняков. В пределах Сихотэ-Алинской геосинклинали распространены сероцветные обломочные породы, кремнистые и карбонатные осадки. Карбонатные отложения преобладают в разрезах нижней перми Колымского и Омолонского массивов. В Чукотской складчатой области, на Корякском кряже развиты вулканогенно-кремнистые и терригенные формации с известняками (Геологическое строение СССР, 1958; Геология СССР, 1962; Стратиграфия СССР, 1966). Карбонатные породы составляют основную часть пермских толщ о. Врангеля (Геология СССР, 1962). На палеогеографических картах Л. Б. Рухина площади их распространения показаны на п-ове Аляска и в северной части Канадского архипелага (широта 80°). На восточном побережье Гренландии известны красноцветные отложения (Хаин, 1974).

Описанное распределение пермских осадков — громадное поле серых терригенных отложений, окруженное кольцом карбонатных, красноцветных и осолоненных пород — вполне соответствует современной циркумполярной зональности, если предположить, что раннепермский северный полюс располагался не в Северном Ледовитом океане, а на Сибирской платформе, где-то в районе бассейна верхнего течения р. Ниж. Тунгуски. Если принять современную климатическую зональность за образец, то в ранней перми в бассейне верхнего течения р. Ниж. Тунгуски должны быть развиты образования высоких широт. Они могут быть представлены моренами, перигляциальными и флювиогляциальными осадками, ледниково-морскими отложениями — айсберговыми (подобно современным осадкам около Гренландии и Антарктиды) и отложениями берегового припая, образующимися при разносе вмерзших в лед прибрежных осадков (песка, галек и др.), например, в морях Северного Ледовитого океана (Лисицын, 1958; Чумаков, 1975). Характерная особенность образований высоких широт — плохая сортировка материала и даже полное ее отсутствие в основной морене (Рухина, 1960; Чумаков, 1975); но уже конечные морены материковых ледников почти нацело сложены хорошо сортированными флювиогляциальными осадками (Рухина, 1960). Ледниковые гальки и валуны нередко имеют штрихованные и полированные поверхности и часто состоят из твердых пород (кварцитов, кремней и др.), которые переносятся ледниками на расстояние в сотни километров от места залегания материнских пород (Рухина, 1960; Чумаков, 1964). Окатанность экзотического материала хорошая.

Непосредственное знакомство с разрезами верхнепалеозойских отложений бассейна верхнего течения р. Ниж. Тунгуски показывает, что здесь, вдали от горного обрамления платформы, впервые в ее геологической истории формируются своеобразные конгломераты, часто содержащие, кроме обломков местных

пород, хорошо окатанные валуны чуждых для этих районов (экзотических) изверженных и метаморфических пород и кремней. Одновременно получают широкое развитие полимиктовые песчаники, имевшие прежде весьма ограниченное распространение, и, что особенно интересно, плохо сортированные и слабоокатанные их разновидности. По данным А. П. Труфановой (1956 г.), на крайнем юго-востоке Тунгусской синеклизы (бассейн среднего течения р. Ангара) полимиктовые песчаники преобладают уже в разрезе тушаминской свиты (С₂). В целом в пределах Тунгусской синеклизы состав вмещающих угли пород становится полимиктовым или близким к нему в пермское время. Горизонты зрелых пород — олигомиктовых песчаников и каолиновых глин — имеются лишь в основании толщи верхнего палеозоя (Павлов и др., 1966).

В полимиктовых песчаниках тушаминской свиты в среднем течении р. Ангара отмечается слабая окатанность и плохая сортированность кластического материала. Эти черты характерны и для отложений катской свиты позднего карбона, развитых в том же районе. Нередко прослои плохо сортированных песчаников встречаются в бассейне р. Ниж. Тунгуски среди пород ерёминской свиты, относимой к верхнему карбону (А. П. Труфанова, 1956 г.). В нижнепермскую эпоху аналогичные песчаники появляются в нижнем течении р. Ангара (нижняя часть рыжковской свиты). С. Ф. Павлов (Павлов и др., 1966) показал на большом фактическом материале, что разнозернистые песчаники характерны для нижней подсвиты бургулкинской свиты (нижняя пермь), особенно для ее разреза в долине р. Чуни. По мнению этого автора, породы нижнебургулкинского возраста не содержат первичного карбонатного материала, чем они резко отличаются от подстилающих и перекрывающих пород.

Конгломераты с обломками экзотических пород впервые появляются в среднем течении р. Ангара в разрезе тушаминской свиты. Здесь описаны хорошо окатанные гальки кварца, кремней и траппов (А. П. Труфанова, 1956 г.). На востоке платформ, в Вилуйской синеклизе, конгломераты с гальками и валунами экзотических пород присутствуют «в основании верхнепалеозойской толщи, датированной в ряде разрезов (реки Алакит, Сохсолох, Чечука, верховья Моркоки) характерной флорой верхнего карбона — нижней перми» (Одинцова, 1963). В бассейне Ниж. Тунгуски подобные конгломераты встречаются в составе доюрской коры выветривания, залегающей на верхнепалеозойских породах. М. М. Одинцова (1963) пишет: «В низовьях Большой Еремы у порога Орон В. Н. Зайкиным были обнаружены... очень своеобразные конгломераты с глинистым... цементом и разрушенными, почти нацело каолинизированными гальками порфиритов и хорошо сохранившимися гальками и валунами кварца и кварцита. Эти галечники на правом берегу

Большой Еремы залегают в корытообразном углублении в известковистых песчаниках ереминского горизонта». В бассейне верхнего течения р. Тэтэрэ подобные конгломераты установлены в основании ереминской свиты. Они содержат обломки кварца, кремней, кварцитов, кварцевых порфиров и других пород.

В бассейне верхнего течения р. Ниж. Тунгуски, по наблюдениям А. П. Труфановой, в разрезе ереминской свиты количество и мощность конгломератовых прослоев увеличиваются в южном направлении. В том же направлении происходит обогащение конгломератов гальками экзотических пород. На юго-западе платформы, в нижнем течении р. Усолки, в основании листовяжнинской свиты среднего — верхнего карбона развиты, по данным Е. П. Сингаевского, кремнисто-халцедоновые галечники, а внутриформационные конгломераты свиты содержат обломки кварца, кварцитов и кремней (Геология Сибирской платформы, 1966; Кравчинский и др. 1976а, б).

Нижнепермские конгломераты, содержащие экзотический материал, установлены в бассейне среднего и нижнего течения р. Ангара в разрезе рыжковской свиты. Мощность отдельных их прослоев колеблется от 1,5 до 3 м. А. С. Хоментовский (1948) указывает, что в районе пересечения трактом д. Березовая (на р. Чуне) — Червянка (на р. Муре) руч. Березового, в верховьях руч. Кашука в основании флористически охарактеризованной нижнепермской(?) угленосной толщи залегает валунно-галечный слой мощностью 30 м. По устному сообщению С. Ф. Павлова, конгломератовые прослои мощностью 3—3,5 м приурочены к основанию верхнебургу克林ской подсвиты Р₁.

Для центральной и западной частей Тунгусской синеклизы (бассейн нижнего течения р. Ниж. Тунгуски) линзы конгломератов с хорошо окатанными гальками кварца описаны в обнажениях бургу克林ской свиты по рекам Северной и Летней. В районе Анакитского и Ногинского месторождений каменного угля, по данным И. К. Яковлева, спорадические включения гальки белого кварца приурочены к границе средней и верхней подсвит бургу克林ской свиты (Геология Сибирской платформы, 1966).

В Заполярной области, в районе г. Норильска, разрез руднинской свиты венчается пачкой песчаников с прослоями конгломерата, содержащего, как указывает П. И. Савенко, гальки кварца, кварцита, кварцевого порфира и микрофелъзита.

По данным В. В. Ткаченко и др. (1957), кварцитовая галька известна в нижнепермских конгломератах р. Мойеро и на Оленек-Вилуйском водоразделе. По рекам Ниж. Вилуйкан, Марха, Алаakit, Могды, Тасей конгломераты залегают в основании пермской толщи, мощность валунно-галечных линз достигает здесь 13 м. Установлено присутствие в разрезе разнозернистых песчаников и песчаных глинистых сланцев (показатель плохой сортированности).

Верхнепермские конгломераты с экзотическим материалом на юге платформы встречаются в виде редких и маломощных прослоев в низах стрелкинской свиты. Близ пос. Сильгиша на р. Ниж. Тунгуске их мощность всего 10—15 см. Галька хорошо окатана и состоит из кварца, кремней, кислых эффузивов, гранитов и других пород (Кравчинский и др., 1976а, б). На северо-западе Тунгусской синеклизы галька кремнистых и кварцитовидных пород присутствует в составе грубо- и среднезернистых песчаников кайерканской свиты (Стратиграфия СССР, 1966). В более высоких горизонтах позднепермских толщ конгломераты с гальками экзотических пород неизвестны.

Следует иметь в виду, что вопрос о стратиграфическом положении и объеме верхнепалеозойских свит Сибирской платформы находится на стадии разработки и уточнения. Согласно унифицированной схеме, принятой на Межведомственном совещании по разработке стратиграфических схем Сибири в 1956 г., тушаминской свите и ее аналогам был присвоен нижнекаменноугольный возраст; катской, ереминской, листовяжнинской свитам — средне- и верхнекаменноугольный, а бургу克林ской и рыжковской — нижнепермский. В более поздних работах (Геология Сибирской платформы, 1966; Павлов и др., 1966; Стратиграфия СССР, 1966) тушаминская свита рассматривается уже как намюр-среднекаменноугольная, а катская и ереминская свиты относятся к верхней части средне- и верхнекаменноугольных отложений. Верхние горизонты этих свит выделены в клинтайгинскую свиту перми. Мы стремились увязывать имеющиеся материалы со стратиграфическими схемами 1966 г.

Учитывая состояние геологической изученности верхнего палеозоя Восточной Сибири, в настоящее время мы не считаем возможным выделять все эпохи конгломератообразования (имеются в виду конгломераты с обломками экзотических пород). Первое появление галек экзотических пород и слабо сортированных полимиктовых песчаников установлено на юго-востоке Тунгусской синеклизы в составе тушаминской свиты. Максимальное распространение конгломератов в глубь платформы имело место, по-видимому, в нижней перми; плохо сортированные песчаники известны в центральных районах Тунгусской синеклизы, а конгломераты — в ее заполярной части. Одновременно на юго-востоке и востоке синеклизы, в районах, тяготеющих к западной окраине Вилюйской впадины, установлены валунные и даже глыбовые конгломераты. Среди верхнепермских отложений прослой конгломератов с гальками пород, чуждых для платформы, относительно редки и маломощны. Приурочены они к нижним горизонтам разреза.

Особенности пространственного размещения толщ конгломератов и песчаников наглядно свидетельствуют о том, что основная часть экзотического материала поступала в пределы Тунгусской синеклизы с востока и юго-востока. Однако на ог-

ромной территории юго-восточной части платформы, Байкало-Патомского нагорья и Западного Забайкалья достоверных верхнепалеозойских отложений не установлено. Ближайшие к востоку и юго-востоку от Тунгусской синеклизы выходы верхнепалеозойских пород, главным образом пермских, располагаются в Верхоянье, Центральном и Восточном Забайкалье. В этих районах они представлены сероцветными и угленосными терригенными, преимущественно морскими толщами.

На севере Западного Верхоянья (хр. Хараулах, северная часть хр. Орулган) конгломераты с гальками экзотических пород неизвестны (Каширцев, 1964; Геология СССР, 1962; Ткаченко и др., 1957). Однако в районе Эндыбальских рудников пермские отложения содержат частые прослои конгломератов с гальками кварца, кварцитов, порфиритов, гранофиров, гранитов и известняков — пород неместного происхождения (имтанджинская и кыгылтасская свиты, относимые ныне к нижнепермскому отделу; Попов, 1945). Для Сартано-Адычанского междуречья Т. Н. Спичарский и И. З. Хейфиц приводят аналогичный разрез. Двухсотметровая пачка конгломератов прослежена В. Н. Андриановым от бассейна р. Баран до р. Верх. Делиньи (бассейн нижнего течения р. Алдан). Многочисленные прослои пород (1—1,5 м) включают гальку кварца, кремнистых и кварцитовидных пород, реже гранитов. Цемент песчаниковый, окатанность галек средняя и хорошая.

В бассейне среднего течения р. Алдан, по ее правым притокам Аллах-Юнь, Юдома и другим в составе верхнепалеозойских свит (сетаньинская, карская, джапкангинская и аллахская) описаны конгломераты, содержащие наряду с обломками местных пород гальки кварцитов, гранитоидов, альбитофиров и т. д. Мощность конгломератовых толщ измеряется сотнями метров (Бобин, 1940; Геология СССР, 1962; Попов, 1945; Серпухов, 1940). Л. А. Мусалитин относит сетаньинскую свиту к позднему карбону — ранней перми, карскую и джапкангинскую свиту — к нижней перми, а аллахскую свиту к верхней (Геология СССР, 1962). Последняя подстилается тиллитовым горизонтом (?), содержащим в массе глинистого сланца гальки и остроугольные глыбы кварцитов и известняков.

Пермские отложения верховьев рек Индигирки и Колымы содержат линзы и прослои конгломератов с гальками кварцитов, эффузивных пород, гранита, известняков и других пород. Ю. Н. Попов предполагает верхнепермский возраст конгломератосодержащих образований. Далее на северо-восток, в бассейне среднего течения р. Колымы (по рекам Таскан и Вечерней) в пермских толщах залегают конгломераты и граувакковые песчаники с обломками изверженных и других пород. В гальках известняков установлена фауна среднего палеозоя, в цементе содержатся нижнепермские продукты и мшанки, по Б. К. Лихареву и Д. В. Наливкину (Попов, 1945). Сходные

материалы имеются для района р. Сеймчан. Севернее и северо-восточнее такого рода конгломераты не встречены.

В пермских отложениях Центрального Забайкалья, по данным В. Н. Козеренко (1955), М. В. Куликова и М. И. Тулохнова (1958), присутствуют в большом количестве прослои средне- и крупногалечниковых конгломератов, содержащих хорошо окатанные обломки гранитоидов, кислых эффузивов, кремнистых пород, кварца, туфов, песчаников, алевролитов и др. Цемент конгломератов песчано-глинистый. Выше лежащие алевролитовые образования включают прослои с плохо сортированными обломками (до 10 см) гранитоидов, аплитов и других пород. В Восточном Забайкалье (Борзинский и Ононский районы) встречены преимущественно мелкогалечные конгломераты, нередко с плохо окатанными гальками. Среди галек много обломков кислых эффузивов, белого кварца, кремней, кварцита и других пород. Цемент песчано-глинистый. В Северной Монголии обнаружены выходы пермских отложений подобного же типа (Геологическое строение СССР, 1958). Стратиграфическое положение отдельных свит пермской толщи Забайкалья спорно. Однако принадлежность наиболее грубообломочных фаций к нижнему отделу перми, по-видимому, не вызывают особых разногласий.

Встреченные в Забайкалье (Приаргунский район) континентальные позднепалеозойские образования тоже насыщены конгломератами. А. А. Локерман (1958) описал 300-метровую толщу континентальных осадков к югу от пос. Нерчинский завод. Нижние 100—120 м ее представлены крупногалечными и валунными конгломератами. Гальки и валуны состоят преимущественно из кварцитов, а также из гранитоидов и различных метаморфических пород. Пространство между обломками заполнено неравномерно-зернистым полимиктовым песчаником с глинистым цементом. Выше лежащая 30-метровая пачка мелкогалечных конгломератов содержит в основном обломки гранитоидов и перекрывается 60—70-метровой толщей крупногалечных конгломератов, сходных с базальными. Вверх по разрезу увеличивается количество песков и алевролитов, конгломераты встречаются в виде линзовидных прослоев. Найденные в средней части конгломератовой толщи растительные остатки позволяют определить ее возраст как: конец нижней — начало верхней перми.

Таким образом, пояс грубообломочных пород окаймляет громадную территорию площадью свыше 2 млн. км² — Алданский щит, Прибайкалье, Ангара-Ленский прогиб и, по-видимому, южную часть Вилуйской синеклизы. Наблюдаемое распределение грубообломочных фаций вполне определенно указывает на то, что основная масса экзотического материала доставлялась на Сибирскую платформу из Байкало-Алданской горной страны.

Петрографический состав экзотических галек — преобладание кварца, кремней и кварцитов, а также кислых эффузивных пород (кварцевых порфиров, ортофиров, сиенитовых порфиров и др.) — не противоречит выводу о расположении области питания в пределах Байкало-Алданской горной страны. Повсеместное присутствие кремней в составе описанных конгломератов связано, вероятно, с интенсивным разрушением богатых кремнями нижнепалеозойских карбонатных пород юго-восточных районов Сибирской платформы. По-видимому, с этих районов, как и с Байкало-Патомского, происходил снос обломочного материала в Тунгусскую синеклизу и в область, находящуюся к востоку от платформы. На палеогеографических картах, составленных С. Ф. Павловым (Павлов и др., 1966) для южной части Сибирской платформы, видно, что обломочный материал поступал с Енисейского кряжа, Восточного Саяна и прилегающих к ним районов. Несомненно также некоторое участие в сносе Анабарского щита и других приподнятых областей.

Итак, литолого-фациальные особенности нижнепермских образований — широкое развитие грубообломочных фаций с экзотическими гальками и валунами, наличие тиллитового (?) горизонта в разрезе Аллах-Юнского района, плохая сортированность грубообломочного песчаного материала, отсутствие первичных карбонатов в породах нижнебургулкинской свиты на юге Тунгусской синеклизы — могут свидетельствовать о том, что юго-восточная часть Сибирской платформы находилась в ранней перми в области высоких широт. В 1972 г. Б. М. Келлер сообщил о находках пермских тиллитов в Западном Верхоянье.

Главнейшие особенности позднепалеозойской флоры и фауны Восточной Сибири и прилегающих областей. О своеобразии верхнепалеозойской флоры Сибири писал А. Н. Криштофович (1937), выделивший здесь Тунгусскую ботанико-географическую область. Тунгусская флора детально изучена в Кузнецком бассейне и Минусинской котловине (М. Ф. Нейбург, Г. П. Радченко, Н. Г. Вербицкая и др.), в Печорском и Тунгусском бассейнах. Она установлена в Забайкалье и на побережье Охотского моря (Вахрамеев, 1957; Юферов, Ивановский, 1974; Геологическое строение СССР, 1958; Стратиграфия СССР, 1966; и др.). Контуры ее распространения соответствуют границам области развития сероцветных отложений. Описываемая флора резко отлична от позднепалеозойской тропической растительности Европы и Юго-Восточной Азии и в этом смысле может быть сопоставлена с современной голарктической флорой. Для нее характерны бедность каламитами и сфенофилами, отсутствие лепидодендронов и сигиллярий. В этом отношении тунгусская флора сходна с гондванской флорой умеренной и арктической областей южного полушария и Индии, от которых она, как полагают, отделялась поясом теплолюбивых флор

(Криштофович, 1937; Рухин, 1962; Юферов, 1974; и др.). Однако в гондванской флоре преобладали глоссоптерисы и гангамоптерисы. В тунгусской флоре кордаиты были преобладающим типом растений. «Они,— пишет Г. П. Радченко (1966, с. 455),— не только господствовали здесь количественно, составляя основную массу наземных растений, но и представляли собой довольно разнообразную в видовом (а может быть, и не только в видовом) отношении группу форм; неизмеримо более богатую по сравнению с однотипными группами в еврамерийской и гондванской флорах...

Не менее характерно для типичной пермской тунгусской флоры почти полное отсутствие в ее составе хвойных и очень малая роль гинкговых, что совершенно не свойственно для относительно более ксерофитных пермских флор Еврамерийской и Камско-Уральской области.

По мнению этого автора, имеющиеся «данные о составе раннепермских... флор Кузбасса показывают, что до самого конца ранней перми здесь так и не появились многие характерные элементы камско-уральской флоры... Препятствием для их экспансии являлся влажный климат». Максимум влажности и, вероятно, потепление, как отмечает Г. П. Радченко, приходится на конец нижней перми, что подтверждается повышенной угленосностью толщ и чрезвычайным разнообразием флоры. Максимум влажности и потепление связаны во времени с прекращением конгломератообразования и, вероятно, с таянием нижнепермского ледника. В предшествующий век существовали значительно более суровые условия, о чем могут свидетельствовать меньшая угленосность пород и сравнительное однообразие растительности. Маломощные и редкие гравийно-галечниковые прослои с обломками экзотических пород, залегающие в нижней части позднепермских отложений, уже не могут рассматриваться как имеющие ледниковое происхождение. Одновременно с изменением климата происходят коренные изменения в растительности — исчезают папоротники, невроптерисы и некоторые членистоногие, затем и кордаиты. Г. П. Радченко (1966) пишет: «Морфологические особенности растений, пришедших на смену позднебалахонским типам и принадлежащих к так называемой кольчугинской флоре (по названию кольчугинской серии, соответствующей в Кузбассе всему верхнему отделу перми), указывают на то, что они росли в условиях менее влажного и более жаркого климата, чем в конце ранней перми».

Самобытна морская фауна пермских краевых морей, омывавших Сибирскую платформу. В отличие от пермских морей Тетиса (Средиземноморья) и Пацифика (Тихого океана) в морях Северной Сибири, как указывает Б. К. Лихарев (Геологическое строение СССР, 1958, с. 370), «отсутствовали некоторые группы организмов — фузулины, ругозы, очень редки были аммо-

ноидеи; для фауны этих морей характерно присутствие *Spirifer* из подрода *Licharewia* и в особенности оригинальных иноцерамоподобных пелеципод (*Kolymia*), получивших главное развитие в поздней перми, но появившихся несколько ранее. Особенно большую площадь занимало море в Верхоянско-Чукотской геосинклинальной области и в районе Колымского массива; оно, по-видимому, сообщалось с морским бассейном Забайкалья, также населенным фауной северного типа».

А. Д. Миклухо-Маклай (Стратиграфия СССР, 1966) обращает внимание на отсутствие здесь широко распространенных в восточно-европейском бассейне водорослей. В. М. Куликов (Куликов, Тулохонов, 1958), подробно изучавший пермские отложения Забайкалья, отмечает, что нижнепермский комплекс фауны этих районов обнаруживает тесную связь с фауной пермских отложений р. Колымы и Верхоянского хребта и определенные черты сходства с фауной Таймыра. В верхней перми общность фауны Забайкалья, Верхоянско-Колымской области и Таймыра выражена особенно отчетливо и проявляется как в наличии значительного числа общих видов, так и в бореальном облике фауны. Пермские образования Северной Монголии включают аналогичный фаунистический комплекс (Куликов, Тулохонов, 1958; Геологическое строение СССР, 1958).

Для верхнепермской эпохи, по данным А. Д. Миклухо-Маклая (Стратиграфия СССР, 1966), характерно некоторое нивелирование биогеографических различий между западной и восточной частями Евросибирского океана: появление одноклеточных ассоциаций фораминифер и брахиопод (*Nodosaria*, *Spirifer*, *Licharewia* и др.), однако существенные различия по-прежнему сохраняются.

А. Н. Толстых (1959), изучавшая пермские мшанки Западного Верхоянья, приходит к выводу, что по своему облику этот комплекс стоит ближе всего к австралийской фауне, обитавшей в бассейнах, которые прилежали к испытывавшей оледенение Австралии. М. С. Кришнан (1954) считает, что верхнепалеозойская фауна подвергавшейся оледенению Индии родственна фауне Сибири. Обедненность состава сибирской фауны и преобладание пизкорослых особей, по мнению Б. К. Лихарева и М. В. Куликова, указывают на достаточно суровый температурный режим пермских морей, окружавших Сибирскую платформу.

В морях Европы и Урала, Средней Азии и Приморья, Северной Америки и о. Шпицберген обитала значительно более богатая и разнообразная фауна, включавшая фузулиниды и кораллы (Стратиграфия СССР, 1966; Юферев, 1974). Усухонгорская фауна Южной Монголии резко отличается от забайкальской и сходна с фауной Южного Приморья (Геологическое строение СССР, 1958). Близкая фауна существовала в бассейне, покрывавшем Корякский край.

Таким образом, площади распространения сероцветных обломочных осадков, тунгусской флоры и холоднолюбивой фауны совпадают между собой и со всех сторон окружены полями развития фаций, свойственных более теплomu климату (известняки, красноцветные и соленосные породы), и теплолюбивой растительности или морями с богатой и разнообразной фауной.

Сероцветные отложения и сопутствующий им органический мир охватывают обширную территорию северо-восточной Евразии и прилегающих с севера морских бассейнов. Примерно в центре этой области широко развиты конгломераты. Описываемый литолого-палеонтологический комплекс установлен в районах, находящихся на различном гипсометрическом уровне и в неодинаковой тектоно-структурной обстановке. Последнее обстоятельство очень важно, поскольку псевдоледниковые отложения обычно приурочены к определенным «локальным» структурам — разломам, горным долинам, отдельным впадинам и т. д. (Чумаков, 1964, 1975).

* *

*

Проводя аналогию с современной эпохой, можно предположить, что верхнепалеозойские геомагнитные полюсы располагались в непосредственной близости с юго-восточными районами Сибирской платформы. Результаты выполненных палеомагнитных исследований верхнепалеозойских пород Сибирской платформы (см. рис. 1.5) полностью подтверждают это предположение. Основная часть Сибирской платформы располагалась, по-видимому, между 55 и 80° с. ш. Климат в ее пределах менялся от влажного умеренного до арктического (в ранней перми). Юго-восточная окраина платформы была обращена к полюсу *.

Палеомагнитную информацию мы даем только для платформы, поскольку ее можно рассматривать в качестве жесткого блока земной коры, в пределах которого значительные горизонтальные перемещения маловероятны. Трудно себе представить, чтобы поразительное совпадение литолого-фациальных, палеоботанических и фаунистических, палеоструктурных и палеомагнитных данных для одного и того же отрезка геологической истории носило случайный характер. Тем более, что такое совпадение выявляется путем анализа результатов, полученных независимо друг от друга и в разное время

* Следует иметь в виду, что возникающая в процессе осаждения и последующего уплотнения материала небольшая ошибка наклона δ (занижение) для арктических широт неизбежно приводит к кажущемуся перемещению района отбора ориентированных образцов в область более низких широт на расстояние $\Delta \varphi m = 2\delta$ (в экваториальных широтах — $\Delta \varphi m = 0,5\delta$).

различными исследователями, которые вовсе не пытались доказать высокоширотное положение платформы.

Обратимся к глобальным палеоклиматическим реконструкциям Н. М. Страхова (1962), Ю. М. Шейнманна (1954), Л. Б. Рухина (1962), В. М. Сеницына (1970), В. А. Вахрамеева (1957), к региональным реконструкциям С. Ф. Павлова (Павлов и др., 1966), Г. П. Радченко (1966) и других ученых, которые указывают, что климат на Сибирской платформе в позднем палеозое был не только влажным, но и теплым. А. Д. Миклухо-Маклай (Стратиграфия СССР, 1966) пытается объяснить наличие теплолюбивых фаун на Корякском кряже проникновением туда теплого течения. Лишь А. С. Хоментовский (1948) сделал попытку доказать существование позднепалеозойского оледенения на Сибирской платформе. Он убедительно показал, что экзотический валунно-галечный материал, вероятнее всего, был принесен на платформу ледниками. Но возраст большинства конгломератов, на который опирался этот исследователь в своих построениях, в настоящее время определяется как юрский, кроме единственного обнажения на р. Кашука (?).

Сообщения Е. С. Бобина (1940), А. И. Гусева и С. С. Флейшмана (1938) о существовании нижнепермских тиллоидов вообще были оставлены без внимания. И только в работе А. П. Труфановой (1956 г.) мы находим предположение о том, что характер верхнепалеозойских отложений юго-восточной части Тунгусской синеклизы свидетельствует о частичной транспортировке обломочного материала льдами.

Конечно, позднепалеозойское оледенение Сибирской платформы по своим масштабам уступало гондванскому, хотя и сопоставлялось с ним по характеру отложений, органического мира, палеомагнитным широтам (Кравчинский, 1967, 1969). К аналогичному выводу пришли Б. М. Келлер (1972), указавший (по литературным данным) местонахождение пермских тиллитов в Западном Верхоянье, и О. В. Юферов и А. Б. Ивановский (1974), наметившие в Сибири положение позднепалеозойского северного высокоширотного биогеографического пояса.

Триас

Первая половина триасового периода ознаменовалась накоплением магматогенных образований, формирование которых на территории Тунгусской синеклизы началось еще в палеозое. Ранне- и среднетриасовые отложения Тунгусской синеклизы и северного склона Анабарского поднятия представлены туфами, туффитами и траппами. Нормальные осадочные породы играют второстепенное значение. Туфы преобладают в нижней части

разреза, лавы — в верхней. Окраска пирокластических и нормальных осадочных пород — серая (разных оттенков).

Следует отметить присутствие в туфовой толще в среднем течении р. Курейки линз ангидрита мощностью до 30 см (данные А. А. Боручинкиной и А. П. Степанова, Геология Сибирской платформы, 1966), в бассейнах рек Курейка, Таймура и Нидым встречены прослои известняков, в долине р. Тутончаны (близ устья р. Юкты) — красные песчаники и темно-коричневые горючие сланцы, возможно, раннетриасового возраста. Пропластки красных песчаников и туфов имеются среди межтрапповых слоев пугоранской серии в центральных районах Тунгусской синеклизы. Мы заостряем внимание на этих признаках, поскольку они указывают на дальнейшее потепление сибирского климата.

Отложения конца среднетриасовой и позднеэриасовой эпохи на территории Сибирской платформы практически отсутствуют. Они установлены лишь на крайнем севере — район оленекских складок, устье р. Анабар, мыс Нордвик, Хатангский прогиб.

В первой половине триасового периода сохранялось высокопосириное положение платформы (см. рис. 1.3).

Послеэриасовое время

В раннеюрскую эпоху началось накопление песчано-галечных и алевроито-глинистых сероцветных озерно-континентальных и угленосных толщ на обширных пространствах Ангаро-Вилуйского, Приверхоянского и Хатангского прогибов (в широком понимании, т. е. включая Иркутский и Канский угленосные бассейны, Амгинскую впадину и др.). Во второй половине лейаса и в среднеюрскую эпоху на севере и в восточной части платформы широкое распространение получили морские песчано-глинистые осадки (Сакс, 1972, 1974).

Начиная с поздней юры последовательно возрастает значение озерно-аллювиальных отложений.

Следует указать наличие маломощных красноцветных прослоев среди юрских пород юго-западных районов Красноярского края (Приенисейская часть Западно-Сибирской низменности). Пестро-красноцветные алевролиты и песчаники с пропластками аргиллитов и гравелитов слагают предположительно меловые отложения северо-западной части Канского бассейна. Позднемеловые пестроцветные осадки зафиксированы в Хатангском прогибе. В Вилуйской синеклизе и смежных районах Приверхоянского прогиба известны прослои железистых песчаников и каолинистых глин.

К мел-палеогеновым и палеогеновым отложениям Енисейского края, Анабаро-Оленекской антеклизы, Вилуйской синеклизы, восточной и южной части Иркутского амфитеатра

относят образования коры выветривания (бокситы, аллиты, каолиновые глины, пески и др.) и аллювиально-озерные осадки.

Красные оттенки довольно часто встречаются среди континентальных неогеновых отложений (Плотникова, 1966; Кравчинский и др., 1973; и др.). Четвертичные породы представлены сероцветными озерно-аллювиальными, субаэральными и ледниковыми осадками. Во время максимального (самаровского) оледенения ледники достигали Енисейского кряжа, на р. Ниж. Тунгуске они доходили до широты пос. Наканно и простирались далее к верховьям р. Вилюя и Анабарскому массиву.

Посттриасовые полюсы Восточной Сибири располагаются в бассейне Северного Ледовитого океана и прилегающих районах Евразии и Северной Америки. Повышенная расчлененность полюсов может быть обусловлена использованием материалов о магнетизме горных пород смежных с платформой и тектонически разнородных регионов. Согласно рис. I.1, I.3, I.7, нижним геохронологическим рубежом выделенной группировки восточно-сибирских полюсов следует считать догер. Вопрос о верхней границе, за недостатком данных, остается открытым.

Палеомагнитные широты Сибирской платформы в постлейасе — $50-70^\circ$ с. ш. Повсеместное распространение угленосных и сероцветных толщ позволяет предполагать, что на платформе господствовал климат влажный и умеренно теплый. Эпохи потеплений отмечены красными слоями. Последовательное расширение с юго-запада на север и северо-восток местонахождений красноцветных осадков раскрывает перед нами картину последовательного потепления Сибирского климата в юре — меле. Мел-палеогеновое бокситообразование явилось кульминационным моментом этого процесса (Кравчинский, 1971б). Последовавшее затем похолодание прогрессировало вплоть до четвертичного периода и завершилось антропогенным оледенением.

*

*

*

Резюмируя изложенные факты и соображения, следует, по-видимому, согласиться, что жаркий, преимущественно влажный климат вполне отвечает экваториальному положению Сибирской платформы в позднем кембрии — ордовике. В среднем палеозое жаркий климат существовал на западе и северо-западе платформы. Палеомагнитные определения дают для этих районов широту $27-40^\circ$ с. ш. В позднем палеозое юго-восточная часть Сибирской платформы по палеомагнитным данным располагалась за Северным Полярным кругом и испытала оледенение. Географическое положение Восточной Сибири в после-

триасовое время было близким к современному. Климат — умеренно теплый и влажный с отклонениями на юге и юго-западе до жаркого влажного (на рубеже мезозоя и кайнозоя) и до ледникового на севере и северо-западе (в антропогене).

*Время проявления траппового магматизма
на Сибирской платформе*

Траппы являются наиболее характерными магматическими образованиями древних платформ. На Сибирской платформе суммарная мощность трапповых тел местами достигает 2,5 км и более (на северо-западе и в центральных районах). Траппы встречаются на различных стратиграфических уровнях, от кембрия до юры наверное и, возможно, до мела. Представлены они интрузивными разновидностями и базальтами. Широкое распространение траппов, наличие хороших обнажений, относительно высокая магнитность и стабильность явились хорошими предпосылками для изучения магнетизма пород трапповой формации.

Уже первые рекогносцировочные региональные палеомагнитные исследования сибирских траппов на юге платформы показали, что полюсы, вычисленные по намагниченности траппов, располагаются вдоль кривой миграции палеомагнитных полюсов, намеченной по результатам изучения осадочных пород (Давыдов, 1961). Полученные за последнее десятилетие новые данные в значительной мере дополняют и расширяют результаты первоначальных реконструкций (Гусев и др., 1974.)

Подавляющая часть палеомагнитных полюсов, рассчитанных по намагниченности траппов прямой и обратной полярности, располагаются между 45 и 65° с. ш. от восточной окраины Сибирской платформы до западных районов Тихого океана (рис. 1.6). Они как бы примыкают к полюсам позднего палеозоя — раннего триаса, вычисленным по намагниченности осадочных пород и туфов (Давыдов и др., 1973).

Часть «трапповых» полюсов располагается севернее, тяготея к району группирования меловых полюсов Восточной Сибири.

Координаты полюсов, рассчитанных по намагниченности траппов обратной полярности Иркутского амфитеатра, а также прямой и обратной полярности Нижневилюйского и Мархинского районов (данные Камышевой, Палеомагнитные направления, 1971), варьируют в пределах $\Phi = 16-37^\circ$ с. ш., $\lambda = 115-170^\circ$ в. д. и захватывают область группирования среднепалеозойских сибирских полюсов. И, наконец, возраст траппов Устьпеледуйской интрузии ($D = 353^\circ$, $J = 1^\circ$, $\Phi = 31^\circ$ ю. ш., $\lambda = 121^\circ$ в. д.) по палеомагнитным данным, вероятнее всего, является позднекембрийским.

По геологическим материалам время максимального проявления траппового магматизма охватывает пермский период

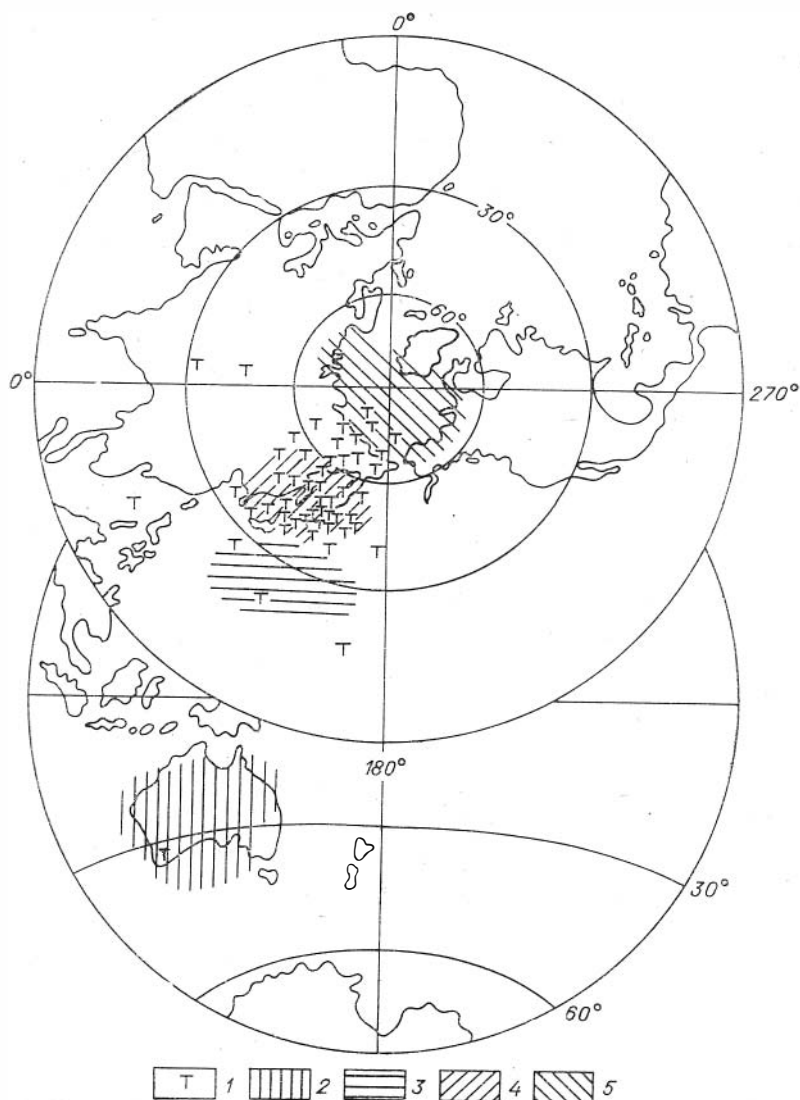


Рис. 1.6. Палеомагнитные полюсы, рассчитанные по породам трапповой формации Сибирской платформы.

1 — позиции палеомагнитных полюсов отдельных тел траппов; 2—5 — области расположения соответственно позднекембрий-ордовикских, среднепалеозойских, позднепалеозой-раннетриасовых и мезокайнозойских полюсов Сибирской платформы.

и начало триаса (Шведов, 1939; Эйно́р, 1940; Спизарский, 1955). Имеются указания на юрский и меловой возраст отдельных трапповых тел, подтвержденные в ряде случаев радиологическими определениями (188—70 млн. лет) (Гоньшакова, 1961; Кузнецов и др., 1973). В. Л. Масайтис (Геология Сибирской платформы, 1966) установил широкое развитие среднепалеозойских траппов в Вилюйской синеклизе. Н. П. Ильюхина (1960) встретила трапповые гальки в каменноугольных отложениях по рекам Ангаре и Илим. В. И. Гоньшакова (1961) определила возраст траппов патомского комплекса, к которому относится и Устьпеледуйская интрузия, как поздний кембрий — ордовик. Что касается южной части Иркутского амфитеатра, геологические данные позволяют лишь констатировать, что здесь траппы прорывают ордовикские отложения.

Определение абсолютного возраста Устьпеледуйской интрузии калий-аргоновым методом дало цифру 447 млн. лет (ордовик). Абсолютный возраст изученных траппов юга Иркутского амфитеатра 258—300 млн. лет. Для среднепалеозойских траппов Вилюйской синеклизы Г. Г. Камышева (Палеомагнитные направления, 1971) приводит цифру 352 млн. лет. Абсолютный возраст исследованных намп траппов с верхнепалеозой-раннетриасовыми направлениями I_n — 217÷292 млн. лет.

Вряд ли такая согласованность палеомагнитных, геологических и радиологических материалов является случайной. По возможности, при расчетах координат среднего пермь-раннетриасового полюса, мы стремились исключить из рассмотрения объекты, пермотриасовый возраст которых по тем или иным признакам может быть поставлен под сомнение.

Эпейрогепические движения Сибирской платформы в фанерозое

Верхнекембрийские отложения на территории Иркутского амфитеатра залегают на различных горизонтах более древних пород, местами со следами размыва и континентального перерыва. Континентальный режим установился во второй половине среднекембрийской эпохи на Алданской антеклизе, в Вилюйской синеклизе и еще сохранялся на значительной площади в Тунгусской синеклизе (бассейны р. Курейка, верхнего течения р. Котуй, р. Кочечум). Положительные движения доминировали на Анабарской антеклизе, отдельные районы которой были, вероятно, подняты над уровнем моря. В сущности весь блок Сибирской платформы и в особенности ее южная половина на рубеже средне- и позднекембрийской эпох были охвачены восходящими движениями (см. рис. 1.3, 1.7). Погружение платформы возобновилось в конце кембрия, и море, покрывавшее в раннем кембрии всю платформу, в значительной мере восстано-

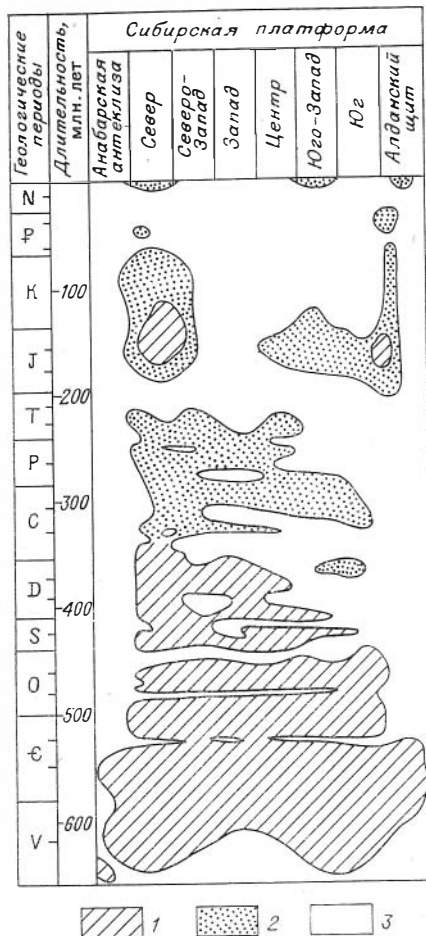


Рис. 1.7 Распределение фанерозойских осадков на территории Сибирской платформы (по А. Я. Кравчинскому (1970) с дополнениями).

1 — морские и лагунные отложения; 2 — континентальные отложения; 3 — отложения отсутствуют.

ло свои первоначальные размеры — затопления избежали Алданский щит и смежные районы Вилуйской синеклизы. В раннеордовикскую эпоху море распространилось на Вилуйскую синеклизу и северную часть Алданского щита. Восходящие движения преобладали только на Анабарской антеклизе.

В среднем ордовике темпы погружения платформы резко замедлились, а в ее восточной половине, включая Алданский щит и Анабарское поднятие, началось отступление моря. В позднем ордовике воздымание стало всеобщим и к середине эпохи, судя по стратиграфическим схемам О. И. Никифоровой (1966), море практически покинуло платформу.

Высокое гипсометрическое положение платформы

сохранялось в раннем лландовери.

Средне- и позднелландоверийская трансгрессия явилась следствием нового опускания Сибирской платформы. Море вернулось примерно к границам долборской эпохи (поздний карадок западноевропейской классификации). Вторая половина раннего силура ознаменовалась прогибанием и погружением северо-западных и центральных районов платформы, в то время как южная часть испытала подъем. Погружения и прогибания наиболее отчетливо проявились в девонском периоде, захватив всю северную половину платформы, и сопровождались разрастанием акватории моря. Море вторглось между Анабарским и Алданским щитами, образовав Вилуйский пролив. Анабарская антеклиза превратилась в невысокий остров.

На юге море достигало широты г. Олекминска (на р. Лене). Регрессия моря началась в конце среднего девона. В позднем девоне Анабарская антеклиза широким перешейком соединилась с южной континентальной частью платформы, раздробив единый морской бассейн на Тунгусский и Вилюйский. Последний, по-видимому, следует рассматривать как реликтовое озеро, не имевшее постоянной связи с открытым морем.

Положительные движения продолжались в раннем карбоне. Сибирская платформа освободилась от моря и с визейского времени континентальный режим осадконакопления стал господствующим.

В конце раннекаменноугольной эпохи нисходящие движения охватили территорию среднепалеозойского седиментационного бассейна. Континентальное осадконакопление сосредоточилось главным образом в пределах обширной Тунгусской синеклизы. В перми усилилось погружение и прогибание на востоке платформы в бассейне нижнего течения р. Лены. На севере и запада отчетливо проявились тенденции к воздыманию платформы — Таймырское море на северной окраине платформы заметно уменьшилось в размерах и обмелело. Подъем продолжался в раннем триасе и сопровождался сокращением площади Тунгусского седиментационного бассейна и Таймырского (Хатангского) прогиба.

В среднем и позднем триасе воздымание платформы достигло своего апогея. Платформа подверглась длительной денудации.

Погружения и прогибания возобновились в лейасе и распространились на Хатангский и Приверхоанский прогибы, Вилюйскую синеклизу (с Амгинской впадиной), вновь образованный Ангара-Вилюйский внутриплатформенный прогиб, Присаянский прогиб и Южно-Якутскую впадину. Море наступало с востока, со стороны Верхоянской геосинклинали, и в конце лейаса покрывало северную и восточную часть платформы, проникая по Ангара-Вилюйскому прогибу далеко на запад, вплоть до меридионального течения р. Ниж. Тунгуски. В догерере море сохранялось на севере и северо-востоке платформы. В пределах Ангара-Вилюйского прогиба его размеры существенно сократились и в поздней юре здесь установился континентальный режим седиментогенеза. Положительные движения, охватившие в мальме южную половину платформы, в меловом периоде распространились на север. Хатангский пролив превратился в низменность, временами заливавшуюся морем. В позднем мелу вся платформа представляла собой приподнятую равнинную область с широко развитыми эрозийными процессами. Эти же условия сохранялись в палеогене и неогене. Некоторое погружение северной окраины платформы в конце неогена — антропогене, по-видимому, явилось причиной бореальной трансгрессии (Атлас литолого-палеогеографических

карт СССР, 1967—1969; Геология Сибирской платформы, 1966; Геология СССР, 1962; Тектоника Евразии, 1966; и др.).

На рис. 1.3 и 1.7 показано распределение фанерозойских осадков на территории Сибирской платформы во времени, иллюстрирующее общую направленность и характер вертикальных тектонических движений. Очевидно, постсреднекембрийские отложения уверенно разделяются крупными стратиграфическими перерывами по меньшей мере на четыре толщи — позднекембрийско-ордовикскую, среднепалеозойскую, позднепалеозой-триасовую и посттриасовую.

Позднекембрийско-ордовикские терригенно-карбонатные отложения чрезвычайно широко распространены на территории Сибирской платформы. Их накопление происходило в обстановке общерегионального погружения, в условиях мелкого моря и лагун, покрывавших почти всю платформу.

В среднем палеозое море покинуло южную часть платформы вплоть до среднего течения рек Лены, Ниж. и Подкаменной Тунгусок. Нисходящие движения доминировали на северной половине платформы, где образовался засоленный Среднесибирский седиментационный бассейн.

В позднем палеозое — начале триаса Сибирская платформа располагалась выше уровня Мирового океана и на ее территории, главным образом в пределах Тунгусской синеклизы (включая Хатангский прогиб), происходило формирование континентальных вулканогенно-осадочных и угленосных толщ.

Крупнейшие седиментационные бассейны посттриасового времени — Вилюйская синеклиза. Приверхоянский и Хатангский прогибы. В эпоху максимального погружения они подвергались затоплению морем. Морские и континентальные фации представлены обломочными породами.

Таким образом, палеогеографические различия в условиях формирования фанерозойских толщ заключаются в изменениях местоположения основных областей погружения и прогибания, режимов седиментации и климата.

Аккумуляция позднекембрийско-ордовикских, так же как и более древних палеозойских осадков осуществлялась в обширных мелководных бассейнах; позднепалеозой-триасовых и посттриасовых — преимущественно в континентальных условиях. Режим накопления среднепалеозойских образований можно охарактеризовать как переходный от морского к континентальному. Нужно особенно подчеркнуть то обстоятельство, что континентальный режим седиментации позднепалеозой-кайнозойских толщ, равно как и миграция береговой линии среднепалеозойских бассейнов, явились причиной многочисленных стратиграфических несогласий, которые известны в одних районах платформы, но отсутствуют в других. И только пять стратиграфических перерывов, судя по корреляционным схемам К. К. Демюкова, О. И. Никифоровой, В. В. Меннера,

Г. П. Радченко, Г. Г. Вербицкой, М. Н. Благовещенской, Н. Н. Тазихина и др. (Геология Сибирской платформы, 1966; и др.), приуроченные к границам между средним и поздним кембрием, ордовиком и силуrom, средним и поздним палеозоем, между триасом и юрой и, наконец, кайнозойский, имеют общерегиональное значение. Тот же характер носит, по-видимому, стратиграфический перерыв, разделяющий вендские и протерозойские отложения, и среднепалеозойский.

Длительность общерегиональных стратиграфических перерывов непостоянна и зависит от режима осадконакопления и географического положения областей прогибания и погружения. Это и понятно, так как процессы аккумуляции господствуют в конечных водоемах стока, как правило, ниже уровня моря.

Роль денудационных процессов на суше в целом возрастает с увеличением абсолютной высоты континента и отдельных его структур. Соответственно стратиграфические несогласия возникают в условиях, когда процессы денудации преобладают и способны подавить аккумуляцию. Схема распределения венд-фанерозойских отложений на территории Сибирской платформы является наглядной тому иллюстрацией. Сравните, например, несогласие между средне- и позднекембрийскими образованиями и средне-позднетриасовое. В первом случае осадконакопление осуществлялось в условиях морского режима, во втором — континентального.

Равным образом меняется состав формаций, составляющих каждую толщу. В позднем кембрии — ордовике видное место принадлежит морской карбонатной формации, в среднем палеозое — красноцветной терригенной и эвапоритовой, в позднем палеозое — раннем триасе — континентальной сероцветной терригенной и трапповой формации, в посттриасовое время — континентальной терригенной. И хотя набор сменяющих друг друга во времени формаций в самом общем виде может быть представлен рядом: стратиграфический перерыв — континентальная терригенная формация — терригенная трансгрессивная — морская карбонатная — терригенная регрессивная — континентальная терригенная формация — стратиграфический перерыв, вследствие различных тектонических и палеоклиматических причин эти ряды могут быть неполными или подвергаться трансформации. Полный ряд отвечает циклу развития эпиконтинентальных платформенных морей (ранний и средний палеозой). Континентальный режим седиментогенеза предопределяет выпадение из разреза средних членов указанной последовательности (поздний палеозой — ранний триас, посттриасовое время). Красноцветные терригенные формации на Сибирской платформе возникли в условиях жаркого климата, сероцветные — умеренного и холодного. Последовательность и своеобразие формаций, составляющих каждую из рассматриваемых толщ,

достаточно четко описывают периодичность вертикальных эпейрогенических движений с их качественными и направленными изменениями.

Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Сибирской платформы в фанерозое

Как было показано выше, фанерозойские полюсы Сибирской платформы образуют по крайней мере четыре обособленные во времени и пространстве группировки — позднекембрийско-ордовикскую, среднепалеозойскую, позднепалеозой-раннетриасовую и посттриасовую (см. рис. 1.1). Послесреднекембрийские отложения Сибирской платформы крупными стратиграфическими перерывами разделяются на четыре одноименные этим группировкам толщи — позднекембрийско-ордовикскую, среднепалеозойскую, позднепалеозой-раннетриасовую, посттриасовую (см. рис. 1.7).

Из анализа кинематических параметров перемещения Сибирской платформы относительно полюса вытекает, что группирование палеомагнитных полюсов является следствием устойчивого положения платформы, в то время как формирование соответствующей каждой группировке толщи сопряжено с прогибанием и погружением региона.

Эпохам направленного и ускоренного перемещения платформы на рубежах среднего и позднего кембрия, ордовика и силура, среднего и позднего палеозоя, и в среднем — позднем триасе, напротив, отвечают общее воздымание платформы и нивелирование ее поверхности, зафиксированные в разрезах общерегиональными стратиграфическими перерывами (см. рис. 1.2 и 1.7). Кайнозойское воздымание Восточной Сибири органически завершает цикл посттриасовых нисходящих движений. Ранее отмечалось, что большинство посттриасовых полюсов рассчитано по намагниченности горных пород смежных с платформой регионов. Это обстоятельство серьезно затрудняет изучение структуры посттриасовой группировки и не позволяет однозначно разрешить вопрос о соотношении мезозойских и кайнозойских полюсов Сибирской платформы.

Надо заметить, что эпохи воздымания и эпейрофореза Сибирской платформы повторяются с довольно правильной периодичностью: 545—535 млн. лет, 445—430, 340—325, 225—195 млн. лет, т. е. через 100—120 млн. лет. Продолжительность существования позднекембрийско-ордовикской (535—445 млн. лет), среднепалеозойской (430—340 млн. лет) и позднепалеозой-раннетриасовой (325—225 млн. лет) группировок палеомагнитных полюсов и соответствующее этим группировкам время формирования осадочно-вулканогенных толщ плат-

форменного покрова составляет 90—100 млн. лет. Исключение представляет посттриасовая группировка — 195 млн. лет. И не следует удивляться, если в дальнейшем, при изучении платформенных отложений, послетриасовая группировка окажется гетерогенной и будет разделена на юрско-меловую и кайнозойскую. Во всяком случае, уже в датском веке платформа занимала высокое гипсометрическое положение, подверглась денудации и выравниванию.

* * *

Мы имели возможность проследить по палеомагнитным и геологическим данным перемещение Сибирской платформы из экваториальной области в позднем кембрии — ордовике на средние широты в среднем палеозое и затем в область высоких широт в позднем палеозое — раннем триасе и вновь на средние широты в посттриасовое время. Названные геохронологические интервалы отвечают периодам устойчивого палеоширотного положения платформы, ее прогибания и погружения. К рубежам указанных периодов приурочены эпохи общерегионального воздымания и направленного ускоренного перемещения платформы.

Таким образом, горизонтальные перемещения платформы относительно полюса не являются автономным тектоническим актом. Это лишь одно из проявлений более сложного процесса. Другой его стороной являются вертикальные движения, закономеренно сочетающиеся с горизонтальными и сопряженные с перестройкой структурно-тектонического плана платформы, изменениями палеоклимата и, как следствие, изменением положения основных областей седиментогенеза и обновлением вещественного состава осадков.

Надо полагать, что фиксируемые по палеомагнитным и геологическим данным радикальные региональные перестройки отражают определенные этапы развития Сибирской платформы. Это и послужило основанием для введения понятий «палеомагнитный» и «геономический» этап.

Под палеомагнитным этапом понимается время между двумя перегруппировками палеомагнитных полюсов. Совокупность геолого-геофизических событий, соответствующих во времени палеомагнитному этапу, было предложено называть геономическим этапом. Геономический этап начинается с резкого замедления поступательного перемещения платформы и ее неравномерного погружения. Во второй его половине темп погружений и прогибаний постепенно замедляется и сменяется положительными движениями. К моменту нового перемещения платформы осадконакопление на ее территории почти прекращается. Эта последовательность тектонических движений сохраняется

на каждом этапе. Меняется палеогеографическое положение региона, палеоклиматическая обстановка, положение основных областей погружения и прогибания, обновляется формационный ряд толщ, заполняющих эти области (Кравчинский, 1968, 1976а; и др.).

2. СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Было бы, очевидно, неправильным рассматривать движения платформ в отрыве от событий в прилегающих складчатых областях, от которых платформы отделены краевыми швами и связаны структурно, посредством краевых прогибов, зон надвигов и др.

В развитии складчатых областей принято выделять две крупные стадии — собственно геосинклинальную (прогибания) и заключительную или орогенную (воздымания). Дальнейшее подразделение не имеет общепринятой классификации. Исходя из этого, в строении складчатых областей могут быть выделены структурные комплексы выступов основания, собственно геосинклинальный комплекс и орогенный (молассовый) (Тектоника Евразии, 1966). Выступы основания представляют собой части структур, сформировавшихся в предыдущие тектонические циклы и в той или иной мере переработанные во время последнего цикла складчатости. Геосинклинальный комплекс последнего цикла, как правило, ложится на выступы основания резко несогласно. Этот комплекс обычно подразделяется на ярусы и подъярусы. Образование орогенного комплекса соответствует времени замыкания геосинклинального режима, складчатости и горообразования. Породы этого комплекса заполняют межгорные впадины и краевые прогибы.

Имеется обширная литература с подробным описанием геологического строения и истории развития складчатых областей. В нашу задачу входит выяснение пространственно-временного положения структурных комплексов складчатых областей в сопоставлении с движениями смежных платформ. Поэтому рассмотрение геологии складчатых областей ограничено лишь некоторыми основными выводами и замечаниями по истории их развития с указанием первоисточника.

Ранние каледониды Сибири

Сибирская платформа на западе и юге обрамляется байкальскими складчатыми системами Туруханского поднятия, Енисейского кряжа, Восточного Саяна и Байкальской горной страны. На западе байкалиды перекрыты мезокайнозойскими толщами Западно-Сибирской плиты, а на юге граничат с каледони-

дами Алтае-Саяно-Байкальской области. Согласно представлениям, использованным при составлении Тектонической карты Евразии (Тектоника Евразии, 1966), каледониды подразделяются на ранние и поздние. К ранним каледонидам отнесены складчатые сооружения, «которые не совсем удачно принято называть „салаирскими“» (Тектоника Евразии, 1966, с. 69). На площади распространения ранних каледонид образования докаледонского складчатого основания развиты ограниченно.

Геосинклинальное развитие ранних каледонид началось в докембрии. Собственно геосинклинальный комплекс подразделяется на два структурных яруса — нижний и верхний. Нижний ярус сложен метаморфизованными докембрийскими образованиями и обнажается в ядрах каледонских структур Забайкалья, Тувы, Западного Саяна, Кузнецкого Алатау, Горного Алтая. Верхний структурный ярус включает отложения нижнего и среднего кембрия и широко распространен.

Собственно геосинклинальный комплекс пород с перерывом перекрывается позднекембрийскими орогенными отложениями. В северо-западной части Кузнецкого Алатау к орогенному ярусу относятся породы нижнего ордовика, в Джебашинском антиклинории Западного Саяна возможно участие в орогенном комплексе верхов среднего кембрия (моласса арбатской свиты). Собственно геосинклинальное развитие ранних каледонид Восточного Саяна и Забайкалья (Селенгинско-Яблоновой области, по В. А. Амантову) завершилось не позднее первой половины кембрия. Характерной особенностью ранних каледонид, как и каледонид вообще, является отсутствие у них краевых прогибов и чрезвычайно слабое развитие орогенного комплекса.

Таким образом, «геосинклинальное развитие ранних каледонид начинается с рифея. Завершение же геосинклинального режима совпадает с концом среднего или началом верхнего кембрия, когда происходило главное складкообразование, внедрение крупных интрузий гранитоидов и общее поднятие области, сопровождавшееся формированием в отдельных прогибах относительно грубых конгломерато-песчаниковых пород молассового или молассоидного типа» (Зайцев, 1966, с. 70). С другой стороны, конец среднего кембрия одновременно явился эпохой перегруппировки палеомагнитных полюсов Сибирской платформы (Кравчинский, 1972а).

Поздние каледониды Западного Саяна и Северной Тувы

Поздние каледониды Западного Саяна и северной части Тувы занимают относительно ограниченную площадь и окружены раннекаледонскими и герцинскими складчатыми структурами. Выходы древних пород основания поздних каледонид рассмат-

риваемой территории приурочены к ядрам антиклинорий (Телецкий, Чульманский) и отдельным выступам.

Породы нижнего структурного яруса (мощностью около 8 км) формировались в первой половине кембрия и выведены на дневную поверхность севернее и южнее Западно-Саянского синклинория (Джебашинский и Куртубушинский антиклинории).

Во второй половине кембрия, ордовике, а также силуре накапливались терригенные отложения верхнего структурного яруса.

Породы орогенного комплекса представлены молассоидными красноцветными осадками. В краевых частях Западно-Саянского синклинория молассы появились в позднем силуре, в центральных — только в девоне (Маркова, Клитин, 1966, с. 94).

Отсюда следует, что заложение позднекаледонских геосинклинальных систем относится к началу кембрия. Первая половина кембрия ознаменовалась в области позднекаледонской складчатости накоплением оглождений нижнего структурного яруса, в области развития ранних каледонид — верхнего. Во второй половине кембрия — силуре сформировался верхний структурный ярус поздних каледонид.

В силуре произошло перемещение Сибирской платформы из приэкваториальной области на средние широты северного полушария, завершилось формирование структуры антиклинорий и синклинорий сооружений и началось накопление орогенных образований в области позднекаледонской складчатости.

Герцинские складчатые сооружения Восточной Сибири

Герцинские складчатые сооружения опоясывают Сибирскую платформу и окаймляющие ее байкальские и каледонские складчатые системы с севера (Таймырская складчатая область), запада, где они скрыты под мезокайнозойским чехлом Западно-Сибирской плиты, и юга.

Догерцинские (докембрийские и раннепалеозойские) комплексы выведены на поверхность в ядрах некоторых поднятий герцинид (Северо-Таймырский антиклинорий и др.). Расположенные внутри герцинид каледониды могут быть уподоблены геоантиклиналям герцинид. Для геоантиклинальных поднятий отмечается сокращение мощности отложений и местные стратиграфические перерывы, неизвестные в смежных прогибах. Такие поднятия являлись источниками обломочного материала и наиболее типичны для центральноказахстанских герцинид.

Структура областей герцинской складчатости довольно сложна. Герциниды, «по сути дела надо было бы так же, как каледониды разделить на несколько возрастных групп» (Яншин,

1966, с. 19), по меньшей мере на две — ранне- и позднегерцинскую.

Ранние герциниды располагаются в основном западнее Сибирской платформы, поздние — севернее и южнее. Заложение герцинских геосинклиналей относится к силуру и совпадает во времени с силурийским перемещением Сибирской платформы и замыканием позднекаледонских геосинклинальных систем. Формирование нижнего структурного яруса ранних герцинид завершилось в среднем девоне. Окончание собственно геосинклинального развития раннегерцинских геосинклиналей приходится на конец раннего — начало среднего карбона. Причем наиболее древними в Евразии являются широтные герциниды Европы, «геосинклинальный разрез которых кончается формацией кулума нижнего карбона, краевые прогибы формировались в течение среднего и верхнего карбона, а покрывающий платформенный чехол начинается с перми...» (Яншин, 1966, с. 19). Орогенное развитие уралид закончилось лишь к середине триаса. Верхнепалеозой-раннетриасовые толщи Таймырской и Монголо-Охотской областей позднегерцинской складчатости сходны с геосинклинальными отложениями мезозойда. «На Тектонической карте Евразии Таймырская область отнесена к герцинидам потому, что ее геосинклинальное и складчатое развитие закончилось в верхнем палеозое и нижнем триасе. Вместе с тем... нельзя отрицать сходства геологического строения и развития Таймыра с мезозойдами». Все сказанное в полной мере относится к Монголо-Охотской складчатой области (Херасков, 1966, с. 162).

Визейское перемещение Сибирской платформы со средних широт в арктическую область сопряжено во времени с окончанием собственно геосинклинального развития раннегерцинских геосинклиналей и замыканием ряда среднепалеозойских впадин на каледонидах (Усинская, Тувинская (?)). Последние большинством исследователей относятся к заключительной (орогенной) стадии геосинклинального развития складчатых областей (Зайцев, 1966, с. 112). Среднетриас-лейасовое перемещение Сибирской платформы сопряжено с окончанием орогенного развития областей герцинской складчатости и замыканием позднегерцинских геосинклинальных систем.

Мезозойды (ранние альпиды) Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей

На востоке Сибирская платформа граничит с Верхояно-Чукотской складчатой областью, относимой авторами Тектонической карты Евразии (Тектоника Евразии, 1966) к мезозойдам

(ранним альпидам — А. К.). Верхояно-Чукотская область представляет собой ряд крупных антиклинорных и синклинорных структур и внутренних массивов, имеющих платформенное строение (Колымский, Омолонский, Тайгоносский, Охотский).

Юго-восточнее Сибирской платформы и восточного окончания герцинид Монголо-Охотской области располагается Сихотэ-Алинская область мезозойской складчатости. Доверхнепалеозойские комплексы основания мезозойд обнажаются в антиклинориях Сетте-Дабан, Чибгалахском, Куульском, Ханкайском массиве Сихотэ-Алиня и др.

Геосинклинальный комплекс мезозойд сложен породами верхнего палеозоя — средней юры. Образованные им структурные элементы возникали и развивались одновременно. Например, «в складчатой системе, разделяющей Сибирскую платформу и Колымский срединный массив, геосинклинальное прогибание во времени все более отсрочается в сторону Колымского массива» (Пушаровский, 1966, с. 182). В Сихотэ-Алинской области наиболее длительным было прогибание ее северных районов.

В поздней юре — сеноне в Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской геосинклинальных областях происходили мощная складчатость, воздымание, образование многочисленных разломов, внедрение позднеорогенных интрузий гранитоидов, значительная часть которых имеет верхнемеловой возраст. Позднеюрско-сенонские молассовидные отложения выполняют Приверхоанский краевой прогиб и ряд внутренних впадин (Зырянская, Олойская и др.), слагая орогенный комплекс мезозойд (Пушаровский, 1966; Боголепов и др., 1973). Отсюда следует, что заложение мезозойских (раннеальпийских) геосинклиналей на рубеже среднего и позднего палеозоя совпадает во времени с замыканием ранних герцинид и перемещением Сибирской платформы со средних широт в высокие широты северного полушария.

Ранее указывалось, что послетриасовая группировка палеомагнитных полюсов Восточной Сибири, по-видимому, гетерогенна и предварительно может быть разделена на докайнозойскую и кайнозойскую (Кравчинский, 1973б). С концом раннего — поздним мелом связано завершение геосинклинального развития мезозойд Северо-Восточной Азии и Дальнего Востока.

Кайнозойские (позднеальпийские) складчатые области Корякии, Камчатки и Сахалина

Восточную окраину Азиатского материка занимают кайнозойские структуры Тихоокеанского подвижного пояса. В его североазиатской части (с севера на юг) располагаются Коряк-

ская, Камчатско-Курильская и Сахалинская тектонические области. В ядрах положительных структур Корякской, Камчатской и Сахалинской областей на поверхность выходят до-мезозойские метаморфические породы, слагающие выступы основания позднеальпийских кайнозойских структур Тихоокеанского подвижного пояса.

Формирование геосинклинального комплекса поздних альпид началось в конце триаса и продолжалось до среднего неогена. В Корякской складчатой области воздымание и коробление земной коры резко усилились в среднем миоцене и в современную эпоху центральные части Корякского нагорья подняты до 2000—2562 м над уровнем моря. Осушение большей части Камчатского полуострова произошло на рубеже мела и палеогена. На востоке полуострова позднемиоценовые — нижнеплиоценовые отложения с угловым несогласием ложатся на подстилающие породы и, в свою очередь, покрываются недислоцированными песчано-гравелитистыми осадками и глинами верхов плиоцена. Угловое несогласие разделяет нижне- и среднемиоценовые слои Больших и Малых Курильских островов. Складчатые структуры Сахалина сформировались главным образом в результате интенсивного сжатия в конце палеогена — начале антропогена, хотя в зоне Восточно-Сахалинского антиклинория складчатость началась в конце мела (Кропоткин, Шахварстова, 1965; Пуцаровский, 1966).

Следовательно, начальный этап геосинклинального развития кайнозойского (позднеальпийского) тектонического пояса восточной окраины Азии относится к концу триаса — эпохе замыкания позднегерцинских геосинклиналей, завершения орогенного этапа развития ранних герцинид и среднетриас-лейасового перемещения Сибирской платформы.

Складчатые движения и воздымания конца раннего мела и позднемеловые привели к осушению Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской областей мезозойской складчатости. В Тихоокеанском поясе в пределах этого интервала времени скользит граница между нижним и верхним ярусами геосинклинального комплекса. Основные складкообразовательные движения и воздымания приходятся здесь на конец неогена (от среднего миоцена до позднего плиоцена) — антропоген; орогенный структурный ярус, по существу, еще только формируется (отложения межгорных депрессий). В конце неогена намечается новая перегруппировка палеополюсов.

Таким образом, сопоставление некоторых основных выводов о развитии складчатых областей Северной Азии с данными палеомагнетизма о горизонтальных движениях Сибирской платформы в фанерозое позволяет реконструировать достаточно последовательную и целостную картину геологического развития этой обширной территории.

Начнем с того, что перемещение Сибирской платформы в фанерозое осуществляется с некоторой достаточно правильной периодичностью (порядка 110 млн. лет) и закономерно сочетается с развитием смежных геосинклиналей.

Перемещение платформы в конце среднего кембрия совпадает с замыканием раннекаледонских геосинклинальных прогибов и заложением позднекаледонских; силурийское перемещение — с замыканием позднекаледонских и заложением герцинских геосинклинальных прогибов; визейское — с замыканием раннегерцинских и заложением мезозойских (раннеальпийских) геосинклинальных систем; среднетриас-лейасовое — с замыканием поздних герцинид, завершением орогенного этапа развития ранних герцинид и заложением позднеальпийских геосинклиналей Тихоокеанского подвижного пояса; миоценовое — с замыканием позднеальпийских геосинклинальных прогибов и развитием впадин окраинных морей (Берингова, Охотского, Японского). Последние рассматриваются В. Е. Хаиным, Е. Е. Милановским и др. (Хайн, 1971) в качестве новейших геосинклинальных образований.

Слабая палеомагнитная изученность поздне триас-палеогеновых отложений Сибирской платформы не позволяет столь определенно сопоставлять геологические события и палеоширотные перемещения в интервале средний мезозой — ранний кайнозой.

Из рассмотренных материалов следует, что в окружающих Сибирскую платформу складчатых областях каждому перемещению платформы сопутствует прекращение собственно геосинклинального развития или завершение орогенной стадии геосинклинального развития геосинклинальных систем предыдущего тектонического цикла и заложение новых геосинклинальных прогибов. Иными словами, рубежи структурных комплексов складчатых областей оказываются приуроченными к эпохам эпейрофореза смежной с этими областями платформы. Границы структурных комплексов, как убедительно показано в «Тектонике Евразии» (1966) и др., чаще всего являются скользящими, что вполне согласуется с данными о значительной (до двух-трех геологических эпох) продолжительности эпох эпейрофореза, делящих геологическое время на циклы и стадии. Применительно к материалам по Северо-Восточной Азии можно говорить о ранне- и позднекаледонском, ранне- и позднегерцинском, ранне- (мезозойском) и позднеальпийском (кайнозойском) циклах (или полуциклах).

ЕВРАЗИЯ. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

1. ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

На рис. II. 1 показано расположение палеомагнитных полюсов Восточно-Европейской платформы в фанерозое. При составлении рисунка использованы сводки А. Н. Храмова (Палеомагнитные направления, 1971, 1973) для европейской части СССР, Э. Ирвинга (Irving, 1964; Catalogue, 1972) и М. У. Мак-Элхини (McElhinny, 1968—1972) для зарубежной Европы.

В первом приближении палеомагнитные полюсы Восточно-Европейской платформы можно разделить на две крупные, пространственно несколько обособленные группировки: девон-триасовую, расположенную восточнее Японских и Курильских островов, и послетриасовую, приуроченную к бассейну Северного Ледовитого океана и заполярным районам Северной Азии (рис. II.1, II.2). Обе группировки достаточно многочисленны и включают по 50—100 определений координат палеомагнитных полюсов.

Анализируя кинематические особенности «миграции» полюса или, иными словами, перемещения Восточно-Европейской платформы по отношению к полюсу, можно отметить, что в девон-пермское и доггер-миоценовое время полюс совершал относительно платформы колебательные движения (рис. II. 3, кривая I). В триас-лейасе преобладающее значение приобретает направленное поступательное перемещение. Судя по кривым I и II, направленное изменение палеошироты полюса в конце триаса—лейасе сопровождалось существенными изменениями палеодолготы. Кривая III описывает от эпохи к эпохе вариации средней скорости перемещения полюса относительно платформы. В периоды колебательных движений (девон—пермь, доггер — миоцен) средняя скорость «миграции» полюса составляла 0,17—0,74 град./млн. лет, в триасе и первой половине юры — 0,41—3,3 град./млн. лет. Кстати, последняя цифра как раз и относится ко времени разрыва — концу триаса — началу юры. Средняя скорость поступательного перемещения платформы относительно полюса (кривая IV) в девоне — перми и доггер — миоцене составила всего лишь 0,03—0,04 град./млн. лет против 0,4—3,3 град./млн. лет в триасе — первой половине юры. Кучность K распределения палеополюсов (кривая V) в девоне — раннем триасе и доггер — миоцене достигала 200—500 и снижалась до 10 в позднем триасе — лейасе.

Таким образом, дифференциация постсилурийских полюсов закономерна и неизбежно вытекает из рассмотрения кине-

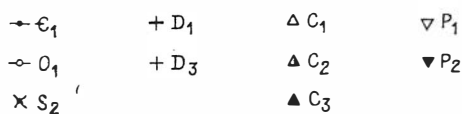
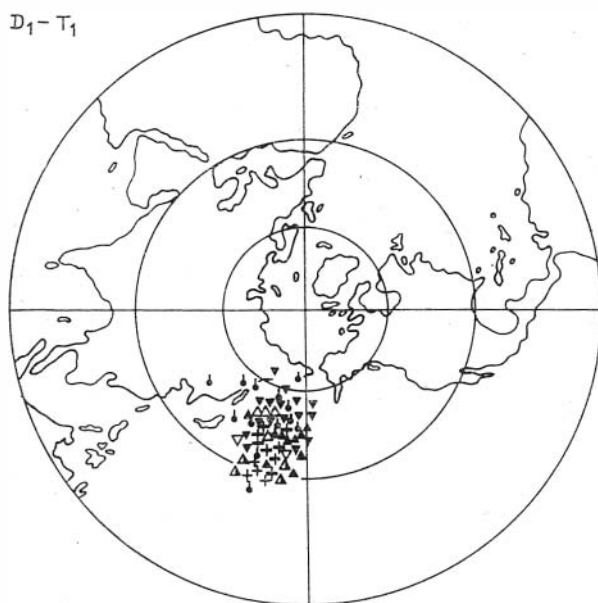
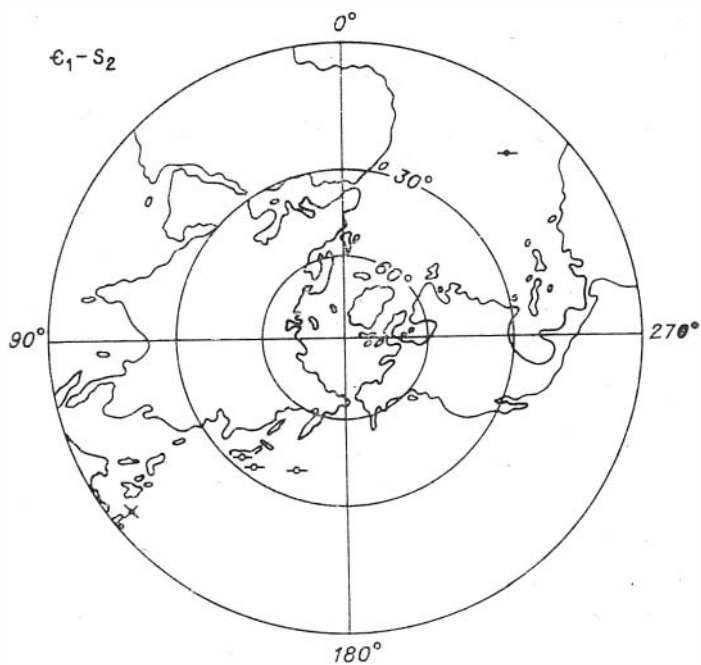
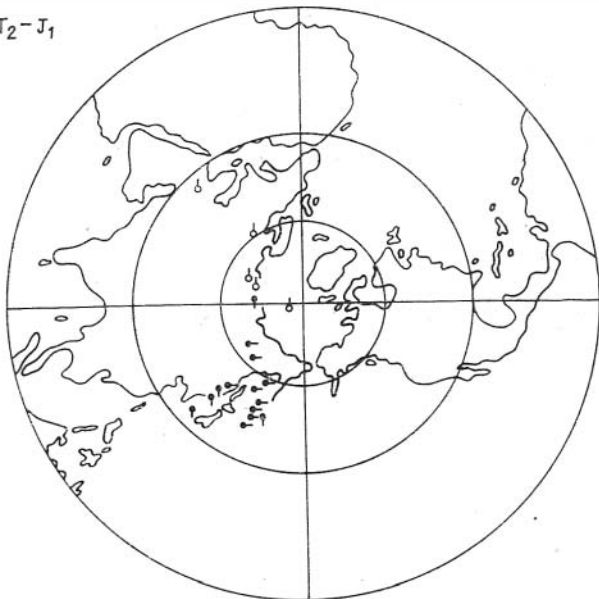
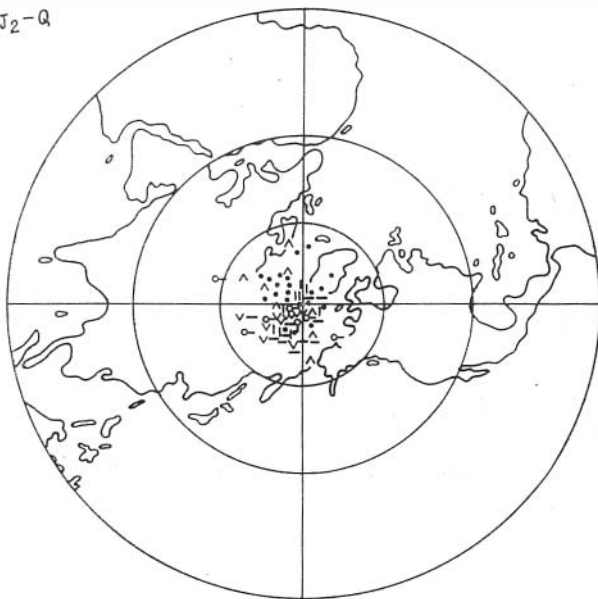


Рис. II.1. Распределение палеомагнитных

$T_2 - J_1$

 $J_2 - Q$


δT_1	δJ_1	$\vdash K_1$	$\vee N_1$
$\bullet T_2$	$\circ J_2$	$\equiv K_2$	$\wedge N_2$
$\circ T_3$	$\circ J_3$	$- P$	$\bullet Q$

полюсов Восточно-Европейской платформы.

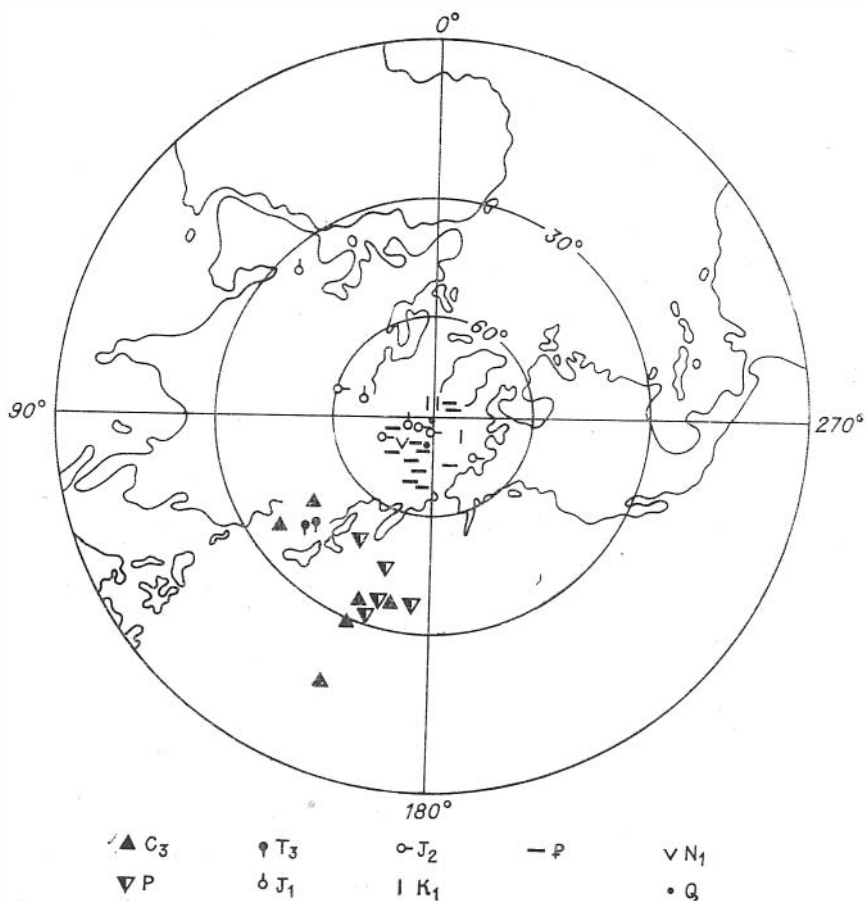


Рис. II.2. Постдинамские полюсы Великобритании.

матических характеристик относительного перемещения полюса и платформы. Группирование палеополюсов соответствует сравнительно устойчивому положению платформы относительно полюса. Скорость поступательного перемещения в периоды группирования уменьшается до 0,03—0,04 град./млн. лет и на первый план выступают колебательные движения, кучность K распределения полюсов (по эпохам) достигает значений 500.

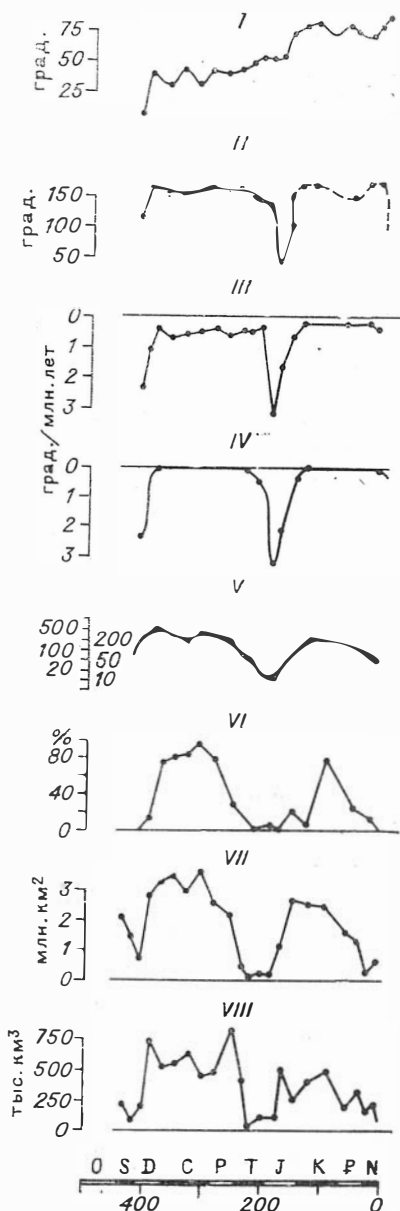
Разделение полюсов на группы обусловлено переходом от колебательного к поступательному и резко ускоренному (до 3,3 град./млн. лет) перемещению платформы и сопровождалось большой рассредоточенностью палеополюсов (K снижалось до 10) (подробнее см. Кравчинский, 1973а).

Рис. 11.3. Кинематические характеристики относительного перемещения среднего палеополюса и Восточно-Европейской платформы (I—V) и эпейрогенических движений платформ (VI—VIII) (по А. Я. Кравчинскому, 1973).

I — изменение широт палеомагнитного полюса во времени (сев. широты); II — изменение долгот палеомагнитного полюса; III — средние скорости «миграции» палеополюса по эпохам; IV — средние скорости поступательного перемещения платформы относительно палеополюса; V — кучность палеополюсов по эпохам; VI — процентное содержание карбонатных отложений от общего объема осадков (по А. Б. Ронову, 1949); VII — площади, покрывавшиеся морем в различные геологические эпохи; VIII — объем отложений по эпохам (объем осадков девона, карбона и перми дан без учета отложений Прикаспийской синеклизы).

Сведения о местонахождениях додевонских полюсов Восточно-Европейской платформы весьма отрывочны. Имеется одно определение координат полюса для раннего кембрия, два — для позднего силура и три — для раннего ордовика. Указанные полюсы несколько обособлены от постсилурийских. Возможно, они принадлежат различным додевонским группам полюсов, однако их истинные взаимоотношения могут быть установлены только в процессе дальнейших исследований.

Итак, рассмотренные палеомагнитные данные реконструируют достаточно сложную картину относительных перемещений полюса и Восточно-Европейской платформы. Эта картина может оказаться сложнее, если допустить возможность позднепалеозойского перемативания большей части среднепалеозойских платформенных отложений.



Перемещение Восточно-Европейской платформы в постсилурийское время по палеомагнитным и палеоклиматическим данным

Обращаясь к рассмотрению геологических материалов для постсилурийского времени, можно констатировать, что девонские отложения Восточно-Европейской платформы представлены в восточных районах преимущественно известняками и мергелями, нередко обогащенными органическим веществом, а также доломитами, гипсами и терригенными осадками. В западном направлении последовательно возрастает значение мелководных отложений — доломитов, гипсов, солей, песчано-глинистых красноцветных образований. На Северном и Среднем Урале известны месторождения бокситов, в Волго-Уральской области присутствуют железные руды, на Тимане — угли.

В раннекаменноугольную эпоху накапливались темные глины и известняки (Волго-Уральская область), угленосные (Подмосковный и Камский бассейны, Селижаровское и Боровичское месторождения) и бокситоносные породы. Эвапориты установлены в Львовско-Волынской бассейне и районе Солигалича. Значительным распространением пользуются доломиты и красноцветные осадки.

Верхнепалеозойские отложения Восточно-Европейской платформы сложены известняками, доломитами, химическими осадками лагун и озер, обломочными образованиями. В Днепровско-Донецком прогибе и Лодзинско-Львовской впадине накапливались угленосные толщи. Пермские угли известны в Печорском бассейне и Полярном Приуралье.

Нижнетриасовые породы составляют единую толщу с отложениями татарского яруса поздней перми и литологически с ними сходны. Данные по геологии Восточно-Европейской платформы заимствованы из работ: Атлас литолого-палеогеографических карт (1961), Геологическое строение СССР (1958), Геология СССР (1962), История геологического развития Русской платформы (1964) и др.

Выполненный краткий обзор девон-раннетриасовых отложений Восточно-Европейской платформы позволяет отметить, что они повсеместно представлены карбонатными (известняки и доломиты), красноцветными и хемогенными (соли, гипсы) породами. Достаточно широко развиты угленосные и бокситоносные образования. Судя по характеру отложений, на территории платформы в рассматриваемое время господствовал жаркий, преимущественно засушливый климат, вполне соответствующий ее низкоширотному положению (в основном между 5 и 30° с. ш.).

Среднетриасовые и нижнеюрские отложения на платформе, по-видимому, почти полностью отсутствуют. Малоомощные верхнетриасовые каолинсодержащие осадки возникли, вероятно,

в результате размыва и переотложения каолиновой коры выветривания.

Юрские породы представлены в основном сероцветными терригенными образованиями. Карбонатные отложения имеют второстепенное значение, чистые известняки и доломиты отсутствуют вообще. Угленосные слои установлены в Польско-Литовской синеклизе и по юго-западной и южной периферии платформы, в Днепрово-Донецкой впадине, в бассейнах рек Урал, Эмба, Печора, в Подмосковье. Широко распространены юрские фосфоритоносные осадки. Красноцветные породы известны на юге платформы и за ее пределами на западе.

Среди меловых отложений большим распространением пользуются серые и светлые кварцевые пески, огнеупорные глины, мел, мергели, фосфориты и кремнистые осадки. Сходный состав имеют палеогеновые отложения. Палеогеновые угли Днепровского бурогоугольного бассейна представляют промышленный интерес. На юге платформы с угленосными слоями ассоциируют бокситы. В Никопольском районе найдены оолитовые марганцевые руды.

Формирование сероцветных терригенных толщ происходило в неогене, распространяясь на запад и на юг.

В четвертичном периоде появляются ледниковые осадки. Таким образом, доггер-неогеновые отложения Восточно-Европейской платформы не содержат признаков жаркого или сурового холодного климата. Серая окраска пород, широкое развитие углей, кварцевых песков и огнеупорных глин, фосфоритоносные и кремнистые (трепел, опоки, диатомиты) слои указывают на мягкий, умеренно теплый климат этого времени. Только на южной окраине платформы появляются индикаторы жаркого, то влажного (например, палеогеновые угли, бокситы и марганцевые руды Южной Украины), то засушливого (позднеюрские хемогенные осадки Предкавказья) климата (Страхов, 1962). Положение платформы по палеомагнитным данным, наверно, не противоречит такому выводу.

Коренная перестройка палеоклиматических условий седиментогенеза приходится на вторую половину триаса — начало юры.

Весьма показательно, что девон-раннетриасовые и доггер-неогеновые отложения не только в целом существенно различаются по составу слагающих их пород, но разобщены и во времени одним из наиболее длительных в истории платформы общерегиональным стратиграфическим перерывом. Устанавливаемые по палеомагнитным данным характер и масштабы перемещения платформы относительно полюса подтверждаются изменениями состава осадочных пород*.

* Палеоклиматическая обстановка на платформе в девоне — перми по палеомагнитным и палеоклиматическим данным рассматривалась в работах А. Н. Храмова (1967), Н. Н. Форша (Форш, Храмов, 1961,

Эпейрогенические движения Восточно-Европейской платформы в постсилурийское время

Во второй половине силура платформа (за исключением ее окраинных частей) располагалась выше уровня Мирового океана (рис. II. 4). В раннем девоне наметился переход от общего воздымания к погружению восточных районов платформы, прилегающих к Уральской геосинклинали. Прогибания и погружения продолжались в среднем — позднем девоне и распространились на центральные, а затем и западные районы платформы. В рамках этой охваченной прогибаниями территории можно выделить: сложно построенную Волго-Уральскую область с многочисленными положительными и отрицательными структурами различных порядков; Московскую синеклизу, занимавшую центральную часть платформы, и относительно небольшую Балтийскую впадину на западе, унаследованную от Балтийской синеклизы ордовика — силура. В южной части платформы в девоне сформировались Днепровско-Донецкий грабенообразный прогиб на востоке и Львовская впадина на западе. Крупнейшими поднятиями являлись Балтийский и Украинский щиты.

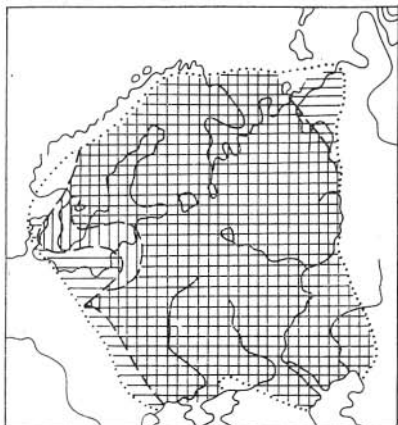
Интересно отметить, что в моменты максимальных трансгрессий происходило затопление всех указанных областей погружения с образованием единого обширного морского бассейна.

В начале каменноугольного периода произошла некоторая перестройка структурного плана платформы. Упростилось строение Волго-Уральской области, главным образом за счет сокращения количества крупных структур. Прекратила свое существование Балтийская впадина. На юго-западном склоне платформы отчетливее вырисовывается Львовско-Лодзинская впадина. В конце намюра произошло резкое кратковременное воздымание и осушение платформы и наметился переход от погружений к поднятию платформы: Львовско-Лодзинская впадина потеряла ранее возникавшую связь с Днепровско-Донецкой, произошло слияние Балтийского и Украинского щитов, сокращаются размеры Московской синеклизы и Днепровско-Донецкого прогиба.

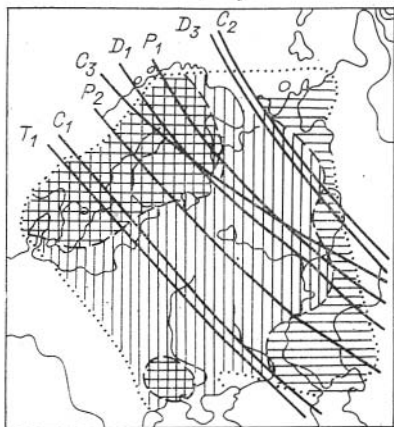
В пермское время подъем континента и регрессия эпиконтинентальных морей проявились еще отчетливее. На западе море покинуло Кольский полуостров и бассейны верхнего и среднего течения Дона. Прекратилось отложение морских осадков в Днепровско-Донецком прогибе. На западной окраине платформы формируется Польско-Литовская впадина.

1963), А. Н. Третьяка (1965). Следует заметить, что положение палеоширот раннекаменноугольной эпохи, рассчитанное по дислоцированным отложениям Донбасса (например, в работе А. Н. Третьяка), искажено в результате герцинских складчатых движений.

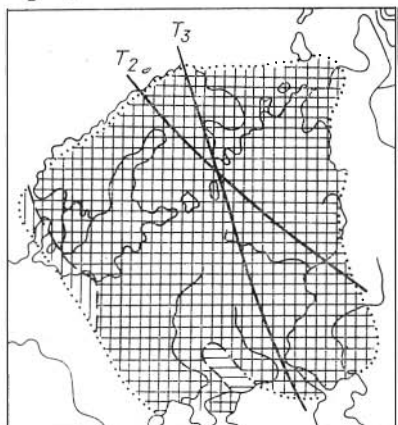
S_2



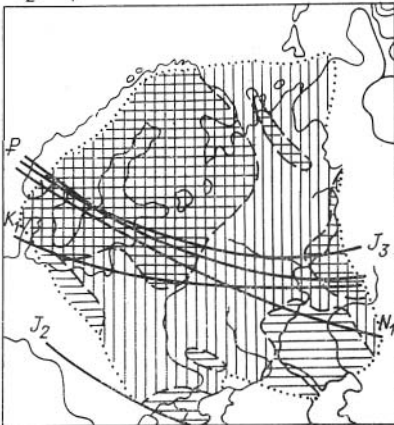
D_1-T_1 Палеоширота 20° с.ш.



T_2-J_1 Палеоширота 40° с.ш.



J_2-N_1 Палеоширота 50° с.ш.



N_2 Палеоширота 50° с.ш.

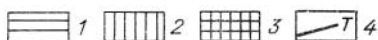
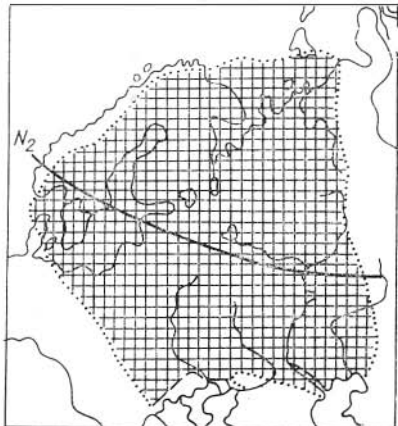


Рис. II.4. Палеотектоническая обстановка и палеомагнитные широты Восточно-Европейской платформы в поственлокское время (по Л. Я. Кравчицкому 1973).

1 — области устойчивого погружения платформы; 2 — области развития преимущественно мелководных морских и континентальных отложений; 3 — области устойчивого поднятия платформы; 4 — палеомагнитные широты различных геологических эпох.

В раннетриасовую эпоху поднятия охватили всю Волго-Уральскую область. Море сохранилось только на крайнем юго-востоке и крайнем западе платформы (Прикаспийский район и район к западу от Вислы).

К среднетриасовому времени почти вся платформа оказалась поднятой выше уровня Мирового океана и на ее территории по-существу прекратилась седиментация осадков. Высокое гипсометрическое положение платформы сохранялось в позднем триасе и ранней юре. Позднетриасовые континентальные осадки известны в Прикаспийской и Днепровско-Донецкой впадинах, лагунные и мелководные морские — в Польско-Литовской синеклизе.

В конце лейаса началось погружение и прогибание южной и западной частей платформы. По периферии платформы, от Балтийского до Каспийского морей, образовалась система линейных прогибов. Погружения захватили и унаследованные от девон-триасового времени Предуральский и Днепровско-Донецкий прогибы, Польско-Литовскую и Московскую синеклизы. Однако в центральных и северных районах Восточно-Европейской платформы накапливались преимущественно континентальные и мелководные осадки.

В меловом периоде продолжалось опускание южных и западных окраинных районов платформы от Прикаспийской синеклизы через Предобружский прогиб до Польско-Литовской синеклизы. Вследствие этих движений все отчетливее проявляется система прогибов и впадин юга и запада платформы, заметно погружается Украинский щит. Существенной перестройке подвергаются унаследованные структуры северной части Русской платформы (замкнулись Московская синеклиза, северная половина Предуральского прогиба и т. д.). Во второй половине позднего мела погружения сменились подъемом.

Область поднятий сильно расширилась в третичное время (особенно в миоцене). Для миоцена характерно уже положение платформы в целом выше уровня моря.

Кажется вполне естественным, что изменения расположения областей прогибания сопровождались переработкой тектонических элементов, унаследованных от предшествующих геологических периодов, и заложением и формированием новых структур, в большей степени отвечающих изменившейся тектонической обстановке. То же самое следует сказать о географической локализации постсилурийских осадков на территории платформы (девон-триасовые преимущественно на востоке, посттриасовые на юге и юго-западе), о последовательности сменяющих друг друга во времени формаций. Начало прогибания и в девоне, и в догере отмечено накоплением терригенных отложений, которые соответственно в конце девона и середине мела по мере погружения платформы и расширения морской трансгрессии были заметно вытеснены карбонатными

(см. рис. II.3, кривая VI). Последовавшие затем поднятия платформы и регрессия моря вновь создали условия, благоприятные для формирования обломочных пород. Прогибания и погружения платформы сопровождались разрастанием седиментационных бассейнов (см. рис. II.3, кривая VII) и соответствующим увеличением объема отложений (см. рис. II.3, кривая VIII), воздымания — сокращением площади бассейнов и объема осадочных пород.

Изложенные данные позволяют однозначно расчленить постсилурийские отложения Восточно-Европейской платформы по меньшей мере на две обособленные во времени и пространстве толщи: девон-триасовую и посттриасовую, строение которых тесно связано с характером вертикальных тектонических движений.

Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Восточно-Европейской платформы в постсилурийское время

Сопоставляя данные, характеризующие горизонтальные перемещения платформы относительно полюса (см. рис. II.3, кривые I—V) и ее эпейрогенические движения (см. рис. II.3, кривые VI—VIII), можно отметить следующее.

В девон-раннетриасовое и доггер-миоценовое время платформа занимала по отношению к полюсу довольно устойчивое положение, совершая в основном колебательные движения. Оба указанных интервала времени отмечены погружением и прогибаниями платформы, которые сопровождались морской трансгрессией и усиленной аккумуляцией осадков. Разделяющая эти интервалы эпоха среднего триаса — лейаса характеризуется направленным и ускоренным перемещением платформы относительно полюса, резким сокращением седиментационных процессов и акваторий седиментационных бассейнов, подавлением карбонатообразования и общим воздыманием платформы.

Необходимо подчеркнуть условность временных границ между девон-ранним триасом, среднетриас-лейасом и доггер-миоценом, поскольку переход от колебательных к поступательным и ускоренным горизонтальным движениям, равно как воздымания и опускания платформы, развивался постепенно.

Имеется достаточно оснований полагать (см. рис. II.3), что ситуация, подобная сложившейся в среднем триасе — лейасе, повторялась неоднократно. Во всяком случае общее воздымание платформы в сочетании с направленным или ускоренным перемещением происходило, по-видимому, в конце силура и в плиоцен-антропогене.

Чередование эпох высокого гипсометрического положения и направленного и ускоренного перемещения (конец силура — 420—400 млн. лет, средний триас — лейас — 225—180 млн. лет, постмиоцен 12 — 0 млн. лет) — с периодами длительного погруженного и сравнительно устойчивого положения Восточно-Европейской платформы относительно полюса (девон—ранний триас—400—225 млн. лет, доггер—миоцен — 180—12 млн. лет) указывает, вероятно, на синхронность циклов горизонтальных перемещений и вертикальных эпейрогенических движений.

*

*

*

Выполненный анализ палеомагнитных и геологических материалов показывает, что Восточно-Европейская платформа в постсилурийское время переместилась из низких на средние широты северного полушария.

Движение платформы относительно полюса не было равномерным и длительные периоды ее сравнительно устойчивого положения (в девон-раннем триасе и доггер-миоцене) чередовались с эпохами направленного и ускоренного перемещения (конец силура? — средний триас — лейас, постмиоцен). Эти обстоятельства решающим образом отразились на вещественном составе отложений — карбонатных, пестроцветных терригенных и хемогенных в девон-раннем триасе и сероцветных, преимущественно обломочных в доггер - миоцене.

Горизонтальные перемещения платформы относительно полюса не являются автономным тектоническим актом. Это лишь одно из проявлений более сложного процесса. Другой его стороной являются вертикальные движения: каждому устойчивому положению платформы относительно полюса сопутствуют погружения и прогибания. В девон-раннем триасе прогибания и погружения охватили главным образом восточную половину платформы, в доггер-миоцене—южную. Различное положение основных областей погружения и прогибания во многом предопределило характер структурно-тектонических перестроек и расположение главнейших седиментационных бассейнов.

С периодами устойчивого положения чередуются эпохи направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы по отношению к полюсу. Они совпадают во времени с общим высоким гипсометрическим положением региона и могут быть описаны как эпохи резкого подавления седиментационных процессов и денудации (общерегиональные стратиграфические перерывы).

На основании изложенного можно выделить два существенных различных типа перемещения платформы: 1) направленные и ускоренные перемещения на расстояния до 30—35° дуги экватора за геологически сравнительно небольшой интервал вре-

мени (20—40 млн. лет). После таких перемещений начиналось коренное изменение палеогеографической обстановки осадконакопления; 2) относительно незначительные (приблизительно 10° дуги экватора), преимущественно колебательные движения, существенно не меняющие палеогеографические условия седиментации. На Восточно-Европейской платформе такие движения происходили в девон-раннем триасе и в доггер-миоцене, охватывая отрезки времени в 170—180 млн. лет.

Весьма заманчиво было бы воспользоваться предположением о позднепалеозойском перемагничивании среднепалеозойских отложений Европы, признать возможную вторичность естественной остаточной намагниченности среднепалеозойских толщ, и соответственно возможную дифференциацию девон-раннетриасовой группировки полюсов на среднепалеозойскую и позднепалеозой-раннетриасовую группировки.

Основанием для такого предположения послужила противоречивость палеомагнитных данных по девонским отложениям Великобритании (Сгеер, 1968). В дальнейшем подобные прослои anomalно намагниченных среднепалеозойских пород были выделены на Урале, Тимане, Приднестровье и даже на Валдае. А. Н. Храмов (Палеомагнетизм палеозоя, 1974) полагает, что эти прослои как раз и могут оказаться неперемагниченными, хотя ситуация остается неопределенной.

Не отрицая объективности такого вывода, надо заметить, что прослои anomalно намагниченных пород встречаются в разрезах разновозрастных образований достаточно часто и с успехом используются при палеомагнитной корреляции (Методы и результаты, 1973; и др.). Но обилие anomalных отклонений в дислоцированных толщах складчатых систем и смежных районах платформ является уже серьезным препятствием к применению палеомагнитного метода.

2. СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Каледониды Скандинавии

Древнейшей системой складчатого обрамления Восточно-Европейской платформы являются скандинавские каледониды, расположенные вдоль северо-западной окраины платформы. Их заложение произошло на докембрийском складчатом основании. Геосинклинальный комплекс сложен породами позднего докембрия, кембрия, ордовика и силура. «Замыкание геосинклинальных прогибов, основная складчатость и формирование пологих надвигов приходится на конец силура — самое начало девона. На это указывает несогласное налегание неметаморфизованных и слабо дислоцированных девонских красноцветных

песчаников и конгломератов (молассы. — А. К.) в ряде районов западного и северо-западного побережья Норвегии. В районе Тронхеймс-Фьорда известны красноцветные толщи, содержащие в основании ископаемые остатки даутонского яруса, а в районе оз. Рёраген — нижнедевонскую флору.

Каледонские интрузивные комплексы широко развиты во внутренней части каледонид на всем ее протяжении. Они вытянуты вдоль простираения тектонических структур и окаймляют в основном синклинорные структуры. Выделяются две основные группы изверженных пород. К первой группе относятся тела основного состава... Во вторую группу входят синорогенные гранитные и тоналитовые интрузии, окаймляющие с северо-запада Тронхеймский, Нураланиский и Офотенский синклиналии...

Большое количество определений абсолютного возраста гранитов и гранитизации калий-аргоновым методом дают цифры, колеблющиеся в пределах 385—400 млн. лет» (Маркова, Клигин, 1966, с. 108).

Очевидно, что замыкание геосинклинальных прогибов Скандинавии совпадает во времени с позднесилурийской эпохой направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы.

Герциниды Урала, Западной Европы и Скифско-Мангышлакской области

Герцинские складчатые системы окружают Восточно-Европейскую платформу с трех сторон — с востока, юга и запада. На востоке расположена Уральская складчатая область, на западе — области герцинской складчатости Европы, на юге — Скифско-Мангышлакская складчатая область.

«Фундаментом современной складчатой структуры Урала является догерцинская структура доуралид... В структуры доуралид кроме рифея входит кембрий и иногда нижний ордовик...

В развитии собственно уральской структуры, — отмечает Н. П. Херасков (1966, с. 148), — можно выделить три стадии, границы между которыми несколько смещаются во времени в разных частях структуры. В соответствии с этой стадийностью выделены структурные ярусы, которые далеко не всегда отделены друг от друга угловыми несогласиями. Граница между нижним и верхним структурными ярусами скользит в пределах среднего девона, а граница верхнего яруса с орогенным прилижительно совпадает с границей нижнего и среднего карбона. Из структур орогенной стадии дольше всего развивался краевой прогиб, развитие которого закончилось на юге в нижнем триасе, а на севере даже в верхнем триасе».

Прилегающие к Восточно-Европейской платформе на западе области герцинской складчатости Европы на обширных пространствах перекрыты платформенным эпигерцинским чехлом и выходят на поверхность в отдельных окнах (Судеты, Саксо-Тюрингские горы, Чешский массив, Шварцвальд, Вогезы и др.). А. Л. Яншин (1966) и Н. П. Херасков (1966) отмечают ряд специфических черт, отличающих европейские герциниды от герцинид Урала. Прежде всего европейские герциниды не представляют собой единой линейно выдержанной складчатой системы. Герцинские комплексы Европы сложены преимущественно песчано-сланцевыми толщами и вулканогенные и карбонатные породы имеют здесь по сравнению с Уралом меньшее значение. И, наконец, европейские герциниды несколько древнее уралид. Формирование платформенного чехла на эпигерцинском основании начинается здесь в перми, тогда как на Урале — только с середины триасового периода.

Скифско-Мангышлакская область герцинской складчатости почти полностью перекрыта платформенным чехлом. Выходы геосинклинального комплекса имеются лишь в Добрудже, Донбассе и Мангышлаке.

Причленение Скифско-Мангышлакской области к Восточно-Европейской платформе относят к середине триаса. Но эпигерцинская «Скифская платформа в это время еще не приобрела полной устойчивости. В среднем и позднем триасе и лейасе в ее пределах возникла система грабеннообразных прогибов, наиболее отчетливо выявленная в Западном Предкавказье. В этих прогибах накапливались морские сероцветные терригенные осадки, с прослоями лав и туфов, претерпевшие затем местами довольно интенсивную складчатость и динамометаморфизм. Окончательная консолидация Скифской платформы наступила в догерере» (Наливкин и др., 1964).

В целом можно констатировать, что герцинские геосинклинальные комплексы начали формироваться в силуре (местами, вероятно, несколько раньше). Они трансгрессивно перекрывают более древние, в том числе ордовикские породы (Соколов, 1964; Херасков, 1966; и др.).

Формирование орогенного комплекса началось в среднем карбоне. Замыкание герцинских геосинклиналей в Европе относится к пермскому периоду, на Урале — к середине триасового и в Скифско-Мангышлакской области, вероятно, к концу лейаса. Отсюда можно заключить, что заложение герцинских геосинклиналей совпадает или несколько опережает позднесилурийскую эпоху направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы, формирование орогенного комплекса началось в эпоху гипотетического перемещения платформы на рубеже среднего и позднего палеозоя, а замыкание геосинклиналей приходится на среднетриас-лейасовую эпоху ускоренного и направленного перемещения платформы.

При этом следует иметь в виду, что переход от колебательных к поступательным и ускоренным перемещениям может осуществляться постепенно (см. рис. II.3). Согласно кривой I указанного рисунка, колебательный характер изменения палеомагнитной широты заметно нарушается уже в перми и определяющими становятся хотя и слабые, но направленные палеоширотные перемещения. С другой стороны, именно в перми, причем в перми ранней, начинает формироваться платформенный чехол на герцинском основании в Европе (рениды Г. Штилле) (Яншин, 1966).

Альпиды Карпат, Крыма и Большого Кавказа

Юго-западнее Восточно-Европейской платформы и южнее Скифско-Мангышлакской области герцинской складчатости располагаются складчатые системы Альпийского складчатого пояса — мегантиклинории Западных, Восточных и Южных Карпат, антиклинорий Горного Крыма и мегантиклинорий Большого Кавказа, отделяемые от платформенной области узкими краевыми прогибами.

«Заложение глубоких геосинклинальных прогибов, на месте которых позднее возникли складчатые сооружения Альпийского пояса, началось... в конце триаса или начале юры» (Муратов и др., 1966, с. 436). «Замыкание карпатских геосинклинальных прогибов и начало формирования Предкарпатского краевого прогиба, компенсировавшего рост Карпатского мегантиклинория, произошло в самом конце олигоцена — начале миоцена...

Формирование мегантиклинория Большого Кавказа началось в неогене. В это же время заложились и стали заполняться толщами терригенных осадков Индоло-Кубанский и Терско-Кумский краевые прогибы» (Архипов, Муратов, 1966, с. 227).

Таким образом, заложение альпийских геосинклинальных систем к югу и юго-западу от Восточно-Европейской платформы началось со второй половины триаса, т. е. во время окончательного и повсеместного замыкания герцинских геосинклинальных систем, в эпоху ускоренного и направленного перемещения Восточно-Европейской платформы (средний триас — лейас).

Собственно геосинклинальное развитие альпийских геосинклинальных систем продолжалось до среднетретичного времени и закончилось в конце палеогена — миоцене. С этого момента началось формирование краевых прогибов и внутренних впадин и их заполнение породами орогенного комплекса. По палеомагнитным данным новейшая эпоха ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы началась в постмиоценовое время.

На основании изложенного можно констатировать, что выделенные по палеомагнитным данным эпохи направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы являются актами межрегионального значения.

Позднесилурийское перемещение Восточно-Европейской платформы коррелируется с окончанием собственно геосинклинального развития каледонид Скандинавии и образованием толстых надвигов. Суммарная амплитуда горизонтального движения скандинавских покровов на платформу оценивается многими десятками километров (более 120 км). Орогенный ярус каледонид развит слабо, краевые прогибы отсутствуют. Молассы орогенного яруса занимают небольшие площади и имеют ограниченную мощность (Муратов и др., 1966).

Геосинклинальные комплексы герцинид повсеместно начали образовываться в силуре (в различных районах областей герцинской складчатости заложение геосинклинальных прогибов не было одновременным). Малочисленность, а зачастую и противоречивость данных о местонахождении восточно-европейских полюсов первой половины палеозоя затрудняет решение вопроса о начальном моменте и динамике палеоширотного перемещения платформы в силуре. Ранний девон открывает, по-видимому, период длительного устойчивого палеогеографического положения Восточно-Европейской платформы (Кравчинский, 1972а, 1973а). Геосинклинальное развитие герцинид заканчивается орогенезом. Орогенный структурный ярус в целом формируется от среднего карбона до конца триаса, но в различных районах герцинид представляет лишь часть этого временного интервала. Для орогенной стадии характерно образование надвигов, краевых прогибов и внутренних впадин. Среди краевых прогибов наиболее длительно формировался Предуральский (до конца триаса), но в отдельных грабенно-образных прогибах Скифско-Маягышлакской области складчатые движения продолжались еще в лейасе.

Очевидно, что среднетриас-лейасовая эпоха направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы сопряжена с конечными фазами орогенной стадии геосинклинального развития герцинид. Однако направленность палеоширотного перемещения Восточно-Европейской платформы определенно наметилась уже в перми.

Герцинское поднятие и складчатость превратили Карпаты в горную область. Последняя подверглась в триасе выравниванию и на некоторое время здесь установился субплатформенный режим, сменившийся затем геосинклинальным (Наливкин и др., 1964). Заложение альпийских геосинклинальных прогибов произошло в конце триаса — начале юры. В это же время возникла и Крымско-Кавказская геосинклинальная область.

Замыкание альпийских геосинклинальных прогибов сопровождалось интенсивной складчатостью, формированием надви-

говых покровов, протяженных антиклинорий, межгорных и краевых прогибов, заполнявшихся молассовыми отложениями. «В наиболее типичном виде... молассовый комплекс отложений начинает формироваться... с конца олигоцена — начала миоцена. Образование этого комплекса продолжалось до четвертичного времени» (Муратов и др., 1966, с. 438). Новейшее перемещение Восточно-Европейской платформы началось в позднем неогене.

Таким образом, можно утверждать, что каждая из рассмотренных эпох направленного и ускоренного перемещения Восточно-Европейской платформы сопряжена с заключительной стадией развития геосинклиналей одного тектонического цикла и заложением геосинклинальных прогибов следующего цикла. В силуре произошло замыкание геосинклинальных прогибов скандинавских каледонид и повсеместное заложение герцинских геосинклинальных систем. Во второй половине триаса — лейасе завершилось геосинклинальное развитие герцинид Европы, Урала и Скифской области и началось развитие альпийских геосинклиналей. Замыкание последних началось в среднетретичное время, а в позднем неогене намечилось перемещение Восточно-Европейской платформы.

Характерным элементом альпийского складчатого пояса являются котловины внутренних морей (Черного, южной части Каспийского). Мощность коры в них сильно уменьшена против таковой для складчатых и платформенных областей, грапто-гнейсовый слой выклинивается. Происхождение котловин остается пока предметом догадок — их рассматривают как реликты палеоокеана Тетис или как новообразованные впадины. В. Е. Хаин (1971) относит котловины внутренних морей к числу современных геосинклиналей и в этом своем качестве они естественно вписываются в исторический ряд структур, сопутствующих перемещению платформы и орогенезу.

Глава III

ЕВРАЗИЯ. ИНДИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА И ЕЕ СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ

1. ИНДИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Перечень палеомагнитных определений для Индийской платформы сведен в табл. III. Особенности пространственного размещения палеополюсов показаны на рис. III.1. Подавляющая часть палеомагнитных определений получена при изучении

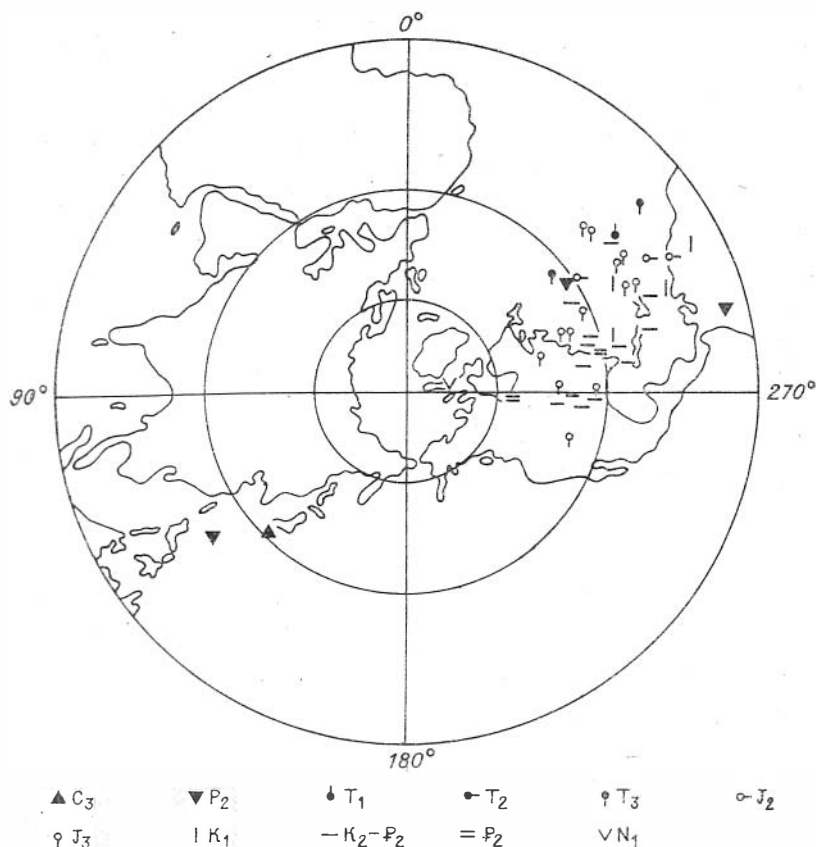


Рис. III.1. Распределение палеомагнитных полюсов Индийской платформы.

доггер-эоценовых изверженных пород. Совпадение областей расположения соответствующих полюсов и низкие скорости поступательного перемещения платформы от эпохи к эпохе дают основания рассматривать доггер — ранний эоцен как время устойчивого положения платформы относительно полюса (рис. III.2).

Единичные определения координат палеомагнитных полюсов имеются для позднего карбона, триаса и среднего кайнозоя. И хотя эти данные нуждаются в подтверждении, они могут быть использованы в качестве рекогносцировочных. Позднеэоценовый и миоценовый полюсы по существу намечают перемещение платформы из средних и низких широт южного полушария на низкие широты северного полушария. Триасовые полюсы располагаются в области группирования дог-

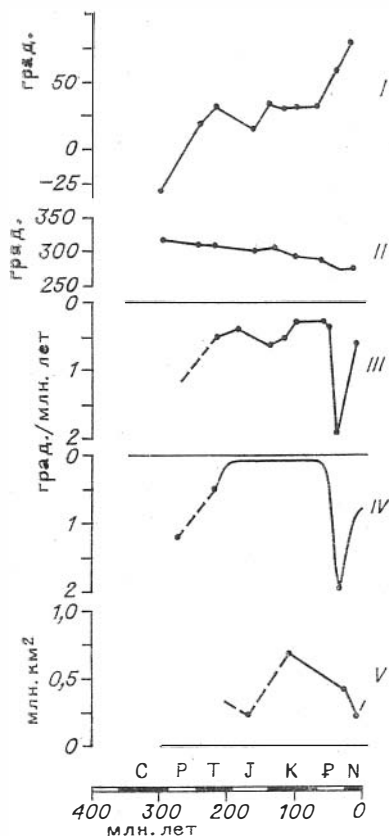


Рис. III.2. Кинематические характеристики относительного перемещения среднего палеополюса и Индийской платформы и эпифоренических движений платформы.

I — изменение широт палеомагнитного полюса во времени (сев. широты); II — изменение долгот палеомагнитного полюса; III — средние скорости «миграции» палеополюса по эпохам; IV — средние скорости поступательного перемещения платформы относительно палеополюса; V — площади, покрывавшиеся морем в разные геологические эпохи.

гер-эоценовых полюсов. Позиции позднепалеозойских полюсов требуют уточнения. Но, вероятно, позволяют предполагать резкое изменение географического положения платформы в конце палеозоя.

Главнейшие особенности постсреднепалеозойского перемещения Индийской платформы относительно полюса иллюстрируются графиками I—V (см. рис. III.2). Палеомагнитные данные предполагают неравномерное перемещение платформы. Скорость ее поступательного движения в мезозое — самом начале палеогена составила около 0,15 град./млн.

лет, достигая 2 град./млн. лет в среднем миоцене и 1,2 (?) град./млн. лет в конце палеозоя.

Перемещение Индийской платформы в постсреднепалеозойское время по палеомагнитным и палеоклиматическим данным

Позднепалеозойские отложения Индийской платформы представлены ледниковыми грубообломочными и аллювиально-озерными, сероцветными обломочными и угленосными образованиями талчирской и дамудской серий (Кришнан, 1954). Талчирские тиллиты прослежены на площади, достигающей по широте 1300 и по долготе свыше 1500 км и, несомненно, указывают на холодный климат этого времени. Накопление дамудских осадков осуществлялось в условиях несравненно более мягкого климата, способствовавшего произрастанию богатой растительности и появлению красных пропластков. По-види-

тому, эти палеоклиматические изменения могут указывать на перемещение Индийской платформы в область более низких широт. Но поскольку для позднего карбона — раннего триаса имеется всего два определения координат палеополусов, вопрос о траектории, масштабах, времени и характере ее перемещения в позднем палеозое остается открытым.

Триасовые отложения панчетской свиты сложены зеленоватыми, желто-коричневыми и серыми песчаниками и глинистыми сланцами, а также красными песчаниками (слои Мангли). Породы махадевской свиты состоят из красных и желто-коричневых, а также пестрых и белых песчаников и глин.

Юрские образования раджамахальской и джаббалпурской свит представлены углистыми сланцами и глинами, пестрыми, бурыми, белыми и красными глинами и песчаниками, имеются тонкие угольные пласты, слои известняков и конгломератов. Юрские известняки северо-западной части платформы (п-ов Катнавар, залив Кач, г. Джайсалмер и др.) содержат кораллов, аммонитов. Здесь же установлены гипсоносные глины, красноцветные и углистые осадки. Красноцветные отложения (до гематитовых глин) широко распространены к югу от Виндийских гор. На восточном побережье Индии (дельта Маханади, низовья рек Годавари и Кистны) присутствуют светлые и пестрые юрские песчаники, глинистые сланцы, конгломераты. Юрские обломочные осадки в районе г. Мадраса имеют желто-коричневую и лиловую окраску. На юге платформы (г. Тричинополи и далее до г. Мадура), а также на Шри Ланка (г. Путталама) известны только серые, желтые и бурые песчаники и сланцы, редко — известняки.

В меловом периоде на северо-западе платформы (п-ов Катнавар, залив Кач) накапливались темно-серые, желтые и лиловые песчаники. В Западной и Центральной Индии — пестроцветные песчаники, глины, мергели, светлые и красные известняки. В конце мелового периода — эоцене обширные территории платформы были покрыты декканскими траппами. Межтрапповые слои содержат углистые сланцы. На крайнем северо-востоке платформы (Ассам) меловые отложения представлены терригенными, отчасти углистыми, породами и известняками. Песчано-глинистые осадки юго-восточного побережья Индии содержат фосфоритовые и известковистые стяжения, прослои ракушечников и известняков. В ряде мест обнаружены крупные обломки ископаемой древесины. В нижних частях разреза встречается гипс.

Таким образом, в триасе — начале кайнозоя на платформе накапливались карбонатно-терригенные, в том числе красноцветные толщи. Отмечаются прослои угля, гипсы. Распределение юрских осадков — известняки с кораллами и аммонитами, красноцветные, а также гипсоносные и углистые терригенные породы на северо-западе, красноцветные отложения

в Центральной Индии и сероцветные в низовьях Ганга, на юге Индостанского полуострова и на о. Шри Ланка, возможно, является следствием проявления климатической зональности и позволяет предполагать понижение широт с юго-востока на северо-запад. По палеомагнитным данным в триасе — начале кайнозоя Индийская платформа располагалась в основном между 20 и 45° ю. ш. При этом к экватору была обращена

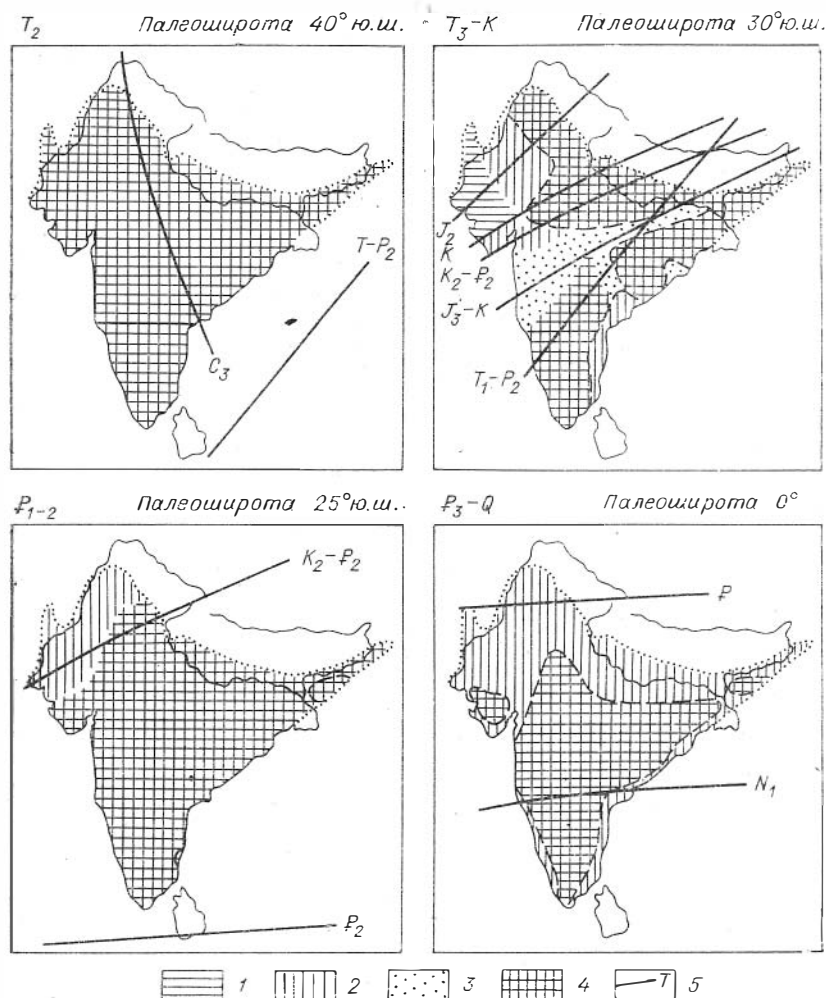


Рис. III.3. Палеотектоническая обстановка и палеомагнитные широты Индийской платформы в мезокайнозое.

1 — области устойчивого погружения платформы; 2 — области развития преимущественно мелководных и лагунных отложений; 3 — области континентального осадконакопления; 4 — области устойчивого поднятия платформы; 5 — палеомагнитные широты различных геологических эпох.

ее северо-западная часть. Широкое распространение красноцветных осадков, ограниченное развитие гипсов, наличие угленосных слоев и, наконец, находки кораллов и аммонитов на севере и юге платформы указывают на теплый до жаркого, преимущественно влажный климат этого времени.

Седиментация карбонатно-терригенных, нередко красноцветных, ожелезненных и угленосных (лигниты) отложений продолжалась в кайнозойскую эру. Следует особенно подчеркнуть большой размах латеритообразования. Наиболее крупные месторождения находятся в области развития декканских траппов и кондалитов. Менее значительные месторождения и проявления «имеются почти в каждом округе, где развиты гнейсы, кристаллические и метаморфические сланцы, загрязненные известняки и железистые породы» (Кришнан, 1954). В некоторых местах латериты обогащены глиноземом (Колхатур, Белгаум, Катни, Джаббалпур и др.). Точных сведений о возрасте латеритов нет. Значительная часть латеритов, залегающая на возвышенностях Бомбея, Центральной Индии и Ориссы, имеет, вероятно, позднетретичный и плейстоценовый возраст. В наши дни латериты образуются в Западных Гатах и других районах Индии. Однако они могли формироваться также в палеогене и мелу, на что указывает наличие латеритового слоя в основании эоцена в Северо-Западной Индии и на контакте верхнегондванских и меловых отложений в районе Тричинополи (Кришнан, 1954). Столь широкое распространение латеритов может быть объяснено субаэральным выветриванием пород в условиях тропического климата. По палеомагнитным данным в конце эоцена — неогене произошло перемещение платформы с $20-45^\circ$ ю. ш. через экватор на широты $8-30^\circ$ с. ш. (рис. III.3).

Эпейрогенические движения Индийской платформы в мезокайнозое

После отложения осадочных толщ виндийской системы (ранний палеозой) Индийская платформа испытала длительное воздымание и подверглась депудации. Осадконакопление возобновилось только в позднем палеозое в грабенообразных впадинах Годаварской, Верхненарбатской, Чаттисгар-Маханадийской, заложение которых относится, возможно, к догондванскому времени. Аккумуляция континентальных отложений осуществлялась одновременно с погружением впадин. С середины перми намечается изменение знака тектонических движений — верхние горизонты свиты Дамуда отсутствуют в районе Раджмахала, Годаварской впадине. В конце перми — начале триаса седиментация прекратилась на всей территории платформы и вышележащая триасовая свита Панчет (и ее аналоги) несогласно перекрывает различные горизонты свиты Дамуда (от ранниганджского до баракарского).

Мы располагаем очень скудными данными о гондванских породах северного погружения Индийской платформы. Их явно недостаточно для реконструкции обстановки, сложившейся на этой территории в позднем палеозое. Находки ледниковых отложений в области Малых Гималаев, на Соляном кряже и данные буровых работ позволяют предполагать, что северная оконечность платформы в позднем палеозое также вовлекалась в погружения и прогибания.

В триасе, после воздымания, нисходящие движения вновь стали преобладающими. Возобновилось осадконакопление в унаследованных от раннегондванского времени грабенообразных впадинах. В юре погружения и прогибания охватили восточное побережье Индии от устья р. Маханади до района г. Тричинополи (Восточногатыский седиментационный бассейн) и северо-западную часть платформы от Катиавара до Соляного кряжа в Пенджабе (Индский бассейн).

Со второй половины юры все отчетливее стали проявляться тенденции к воздыманию Индийской платформы. В гондванских грабенообразных впадинах юрские породы джаббалпурской свиты являются самыми молодыми. Вероятно, озера в этих впадинах высохли в конце юры. В поздней юре произошло значительное сокращение акватории морей. И хотя в дальнейшем море частично и восстанавливало свои размеры, мел и палеоген в целом могут быть охарактеризованы как регрессивные периоды. В позднем эоцене — олигоцене платформа оказалась приподнятой выше уровня моря. Осадконакопление на ее территории фактически прекратилось.

В миоцене началось новое погружение, отмеченное возобновлением седиментации отложений в прибрежных районах Индии. На севере, вдоль области соприкосновения платформы с обрамляющими ее горными системами, формируется обширный Индо-Гангский седиментационный бассейн (см. рис. III.3).

Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Индийской платформы в мезокайнозое

Рассмотренные материалы позволяют реконструировать следующую последовательность вертикальных эпейрогенических и горизонтальных движений Индийской платформы. На рубеже палеозоя и мезозоя, где-то в интервале между талчирским и панчетским временем, Индийская платформа изменила свое положение относительно полюса. На данном уровне изученности трудно судить о кинематике этого перемещения. Важно, что оно сопровождалось общим подъемом региона, который привел к сокращению площадей аккумуляции отложений и завершился общерегиональным стратиграфическим пе-

рерывом, разделяющим свиты Дамуда (поздняя пермь) и Панчет (ранний триас) (265—240 млн. лет).

Установившееся в начале триаса положение платформы относительно полюса сохранялось почти неизменным до начала палеогена (240—60 млн. лет). Этому устойчивому положению отвечают погружения и прогибания, приведшие к образованию Восточногогатекого и Индского седиментационных бассейнов. В процессе приспособления платформы к новым направлениям эпейрогенических движений произошло замыкание унаследованных от раннеогдванского времени впадин. Во второй половине юры темп нисходящих движений замедлился и ведущее место постепенно перешло к движениям положительного знака.

Направленное и ускоренное перемещение платформы началось в раннем кайнозое и продолжалось, по крайней мере, до плиоцена (60—12 млн. лет). Платформа вновь поднялась над уровнем Мирового океана и подверглась общерегиональной денудации.

В неогене скорость направленного и ускоренного перемещения Индийской платформы снизилась (см. рис. III.2). Платформа вовлекается в прогибания и погружения.

Эпохи эпейрофореза Индийской платформы оказываются сдвинутыми относительно соответствующих эпох Сибирской и Восточно-Европейской платформ.

2. СКЛАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ ИНДИЙСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Индийская платформа обрамляется с севера поясом альпийских складчатых сооружений, куда входят высочайшие горные системы и крупнейшие межгорные впадины. В зоне сочленения платформы и складчатой области располагается Индо-Гангский краевой прогиб, включающий Индский (Западно-Пакистанский), Предгималайский и Ассам-Араканский седиментационные бассейны, выполненные позднекайнозойскими молассами.

На территории Юго-Восточного Ирана, Южного Афганистана и Южного Пакистана находятся обширные межгорные впадины (Де Ште-Кевир, Южно-Афганская, Харан, Мекранская и др.), также заполненные молассами, разделенные складчатыми поднятиями и ограниченные с востока складчатыми структурами Западного Пакистана. Положительные структуры образованы собственно геосинклинальными комплексами.

Северо-восточнее и восточнее располагаются складчатые системы Центрального Афганистана, Гиндукуша, Памира, Каракорума и Гималаев. И. В. Архипов и М. В. Муратов (1966) рассматривают эти системы в рамках Гиндукуш-Гималайского сектора Альпийско-Гималайского складчатого пояса. Они пишут:

«В центральных частях Гиндукушского и Каракорумского антиклинориев в выступах основания на обширных площадях обнажаются метаморфические породы. Краевые части антиклинориев обычно сложены нижним структурным ярусом, куда входит верхний палеозой и нижний мезозой. В строении синклинориев главная роль принадлежит отложениям, образующим нижний структурный ярус. Верхнемеловые и эоценовые отложения... верхнего структурного яруса (собственно геосинклинального комплекса — А. К.) в большинстве случаев участвуют в строении лишь узких приразломных прогибов с флишем и вулканогенно-осадочным заполнением» (с. 235).

В других частях Гиндукушского антиклинория и в Центральном горном Афганистане прогибы эвгеосинклинального типа, как правило, отсутствуют. Указанные районы избежали верхнепалеозойской складчатости, но в конце позднего мезозоя — начале кайнозоя явились ареной активных магматических процессов.

Альпийские складчатые системы Гиндукуш-Гималайского сектора сочленяются на севере с палеозойскими складчатыми структурами по зонам глубинных разломов и посредством краевых прогибов, заполненных олигоцен-неогеновыми обломочными толщами (Архипов, Муратов, 1966).

Наименее изученным звеном Альпийско-Гималайского пояса является Гималайский мегантиклинорий. В пределах последнего широким распространением пользуются выступы основания, сложенные метаморфическими и осадочными породами докембрия и палеозоя. В палеозое это довольно пестрый комплекс глинистых, песчаных и карбонатных осадков, имеющих весьма умеренные мощности. Есть основания полагать, что эти доальпийские выступы представляют собой остатки древней Индийской платформы, редуцированной в альпийское время.

Альпийский комплекс пород отделен от нижележащих осадочных образований стратиграфическим перерывом. Аккумуляция альпийских осадков и заложение вмещающих их прогибов происходило, по-видимому, в несколько этапов, по меньшей мере в два — ранне- и позднеальпийский. Раннеальпийские прогибы выполнены отложениями от перми — триаса до нижнего мела. Поздние альпийские геосинклинальные прогибы в Гималаях начали развиваться в меловое время и позже, и оказались наложенными на палеозойские и раннеальпийские прогибы Гималаев Тетиса. «Отложения поздних геосинклинальных прогибов представлены так называемым флишем Инда верхнемелового — палеогенового возраста... Во флише в верховьях р. Сатледж включены глыбы и блоки известняков от пермского до юрского возраста, а также изверженных пород основного состава. В геологической литературе этот район известен как район экзотических блоков Джохар-Хундеса.

Экзотические породы присутствуют во флише не только в виде изолированных и беспорядочно ориентированных блоков, но и в виде покровов площадью в несколько квадратных километров. Одни геологи (П. Борде) эти покровы связывают с гравитационным соскальзыванием масс с бортов поднятий, ограничивающих флишевые прогибы, другие (А. Ганссер) считают, что они выжаты из зоны крупнейшего глубинного разлома.

На заключительном этапе развития Гималаев (олигоцен-четвертичное время) накапливались формации молассового комплекса. Они выполняют... Предгималайский краевой прогиб, Кашмирскую впадину и небольшой узкий прогиб у гор Кайлас в верховьях Сатледжа. С заключительным этапом связано внедрение гранитоидных интрузий, воздымание Гималаев и образование многочисленных покровов на южном крыле мегантиклинория» (Архипов, Муратов, 1966, с. 236—237).

Как следует из описаний, повсюду в геосинклинальной области конец палеогена явился временем прекращения собственно геосинклинального и началом орогенного развития альпий.

В переходной к платформе области Индо-Гангского краевого прогиба, на юго-западной окраине последнего (Камбейский бассейн), «в основании миоцена отмечается важный перерыв в осадконакоплении. Миоценовые отложения выполняют эрозионные врезы в отложениях олигоцена и имеют более широкое распространение по сравнению с любыми другими осадками нижнетретичного возраста» (Геология и нефтегазоносность Индии, 1968, с. 100). Этот перерыв прослеживается на север в Индском бассейне и далее на восток в Предгималайском. На крайнем северо-востоке (Верхний Ассам) он известен как послебарайлское несогласие. Его продолжительность в различных районах краевого прогиба не оставалась постоянной. В Пенджабе, например, в скважине около Уджхани сиваликские слои (миоцен) несогласно перекрывают мезозойские образования.

Таким образом, среднетретичное воздымание и перемещение Индийской платформы на север почти на 40° дуги экватора совпадает во времени с замыканием альпийских геосинклинальных прогибов (начало орогенной стадии) и общим поднятием громадной площади Азиатского материка севернее Индии. Воздымание сопровождалось образованием наиболее значительных среди описанных в геологической литературе шарьяжей. По оценкам А. Ганссера (1967) «надвигообразование в Гималаях характеризуется такими масштабами, которые вынуждают нас предполагать здесь сокращение земной коры примерно на 400 км... Однако при этом подсчете в Гималаях не было учтено сокращение коры вдоль структурного шва Инда (районы развития экзотических пород), где, по-видимому, значительная площадь испытала погружение» (с. 308). Выяснение истинных амплитуд горизонтального перемещения покровов, безусловно, остается одной из сложнейших проблем геологии Гималаев.

СЕВЕРНАЯ АМЕРИКА

1. СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

В палеомагнитном отношении Северо-Американский континент является одним из наиболее изученных. Однако подавляющая часть коллекций фанерозойских ориентированных образцов отбиралась не на платформе, а в зоне сочленения платформы и Аппалачской горной системы, в прилегающих к платформе складчатых областях и на плато Колорадо (табл. IV). Критерием приложимости имеющихся палеомагнитных данных к платформе может служить совпадение местоположений полюсов,

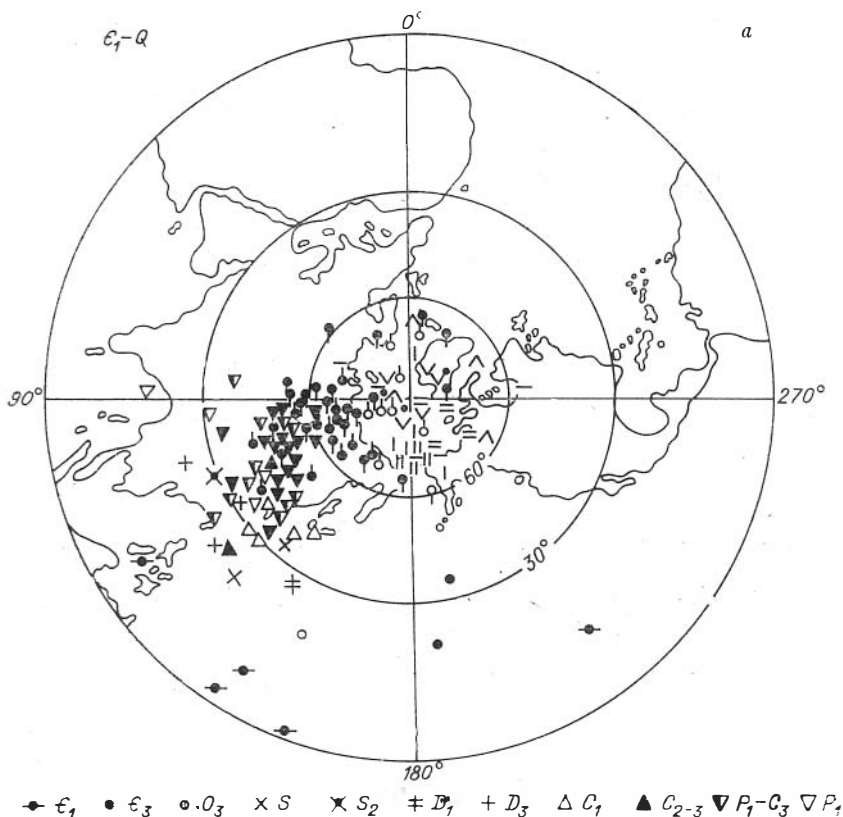
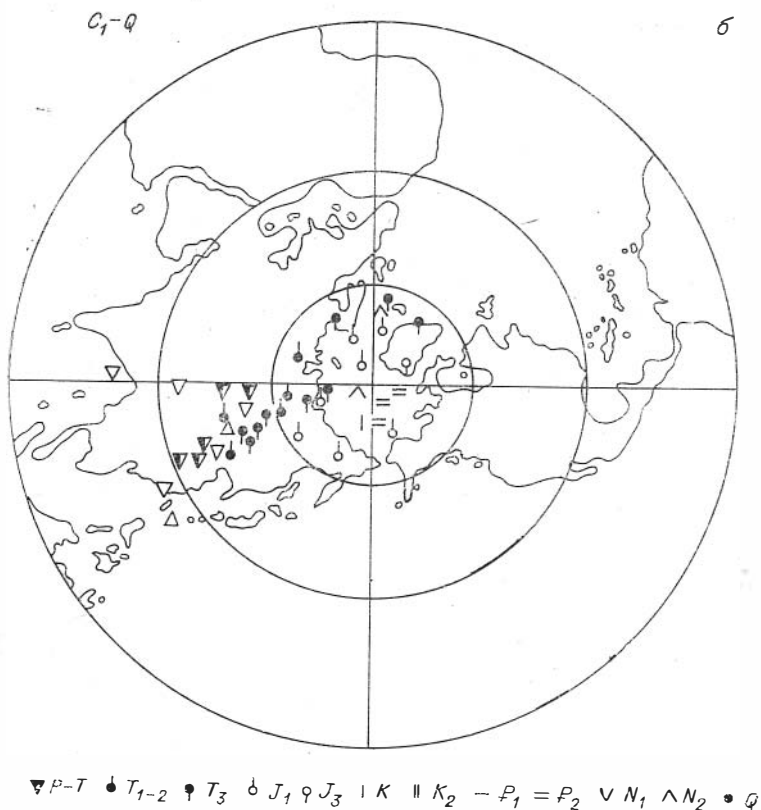


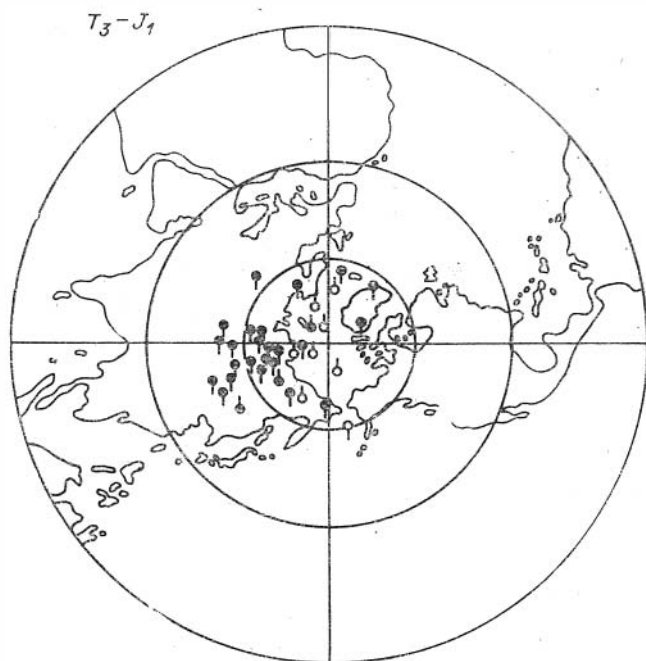
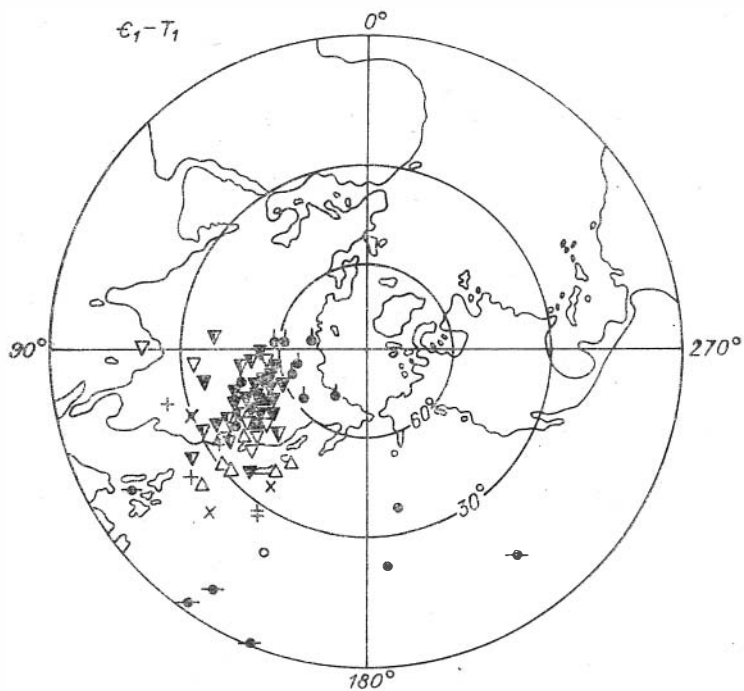
Рис. IV.1. Сопоставление распределений палеомагнитных полюсов
Коло

рассчитанных по породам различных окружающих платформу геологических регионов. Для постмиссисипских полюсов Северной Америки такое совпадение имеется (рис. IV.1). При этом следует принять во внимание, что докембрийский фундамент плато Колорадо перекрывается полого залегающим почти неизменным и ненарушенным вулканогенно-осадочным чехлом платформенного типа (Ирдли, 1954; Кинг, 1961; Хаин, 1971). В плане настоящей работы это означает, что в районах исследований постмиссисипские горообразовательные процессы значительно исказили первичную естественную остаточную намагниченность изученных пород Аппалачской и Кордильерской горных систем.

Для более древних формаций таких доказательств не имеется — среднепалеозойские полюсы вычислялись по намагниченности пород только Аппалачской горной системы (герциниды).



Северо-Американского континента в целом (а) и плато
радо (б).



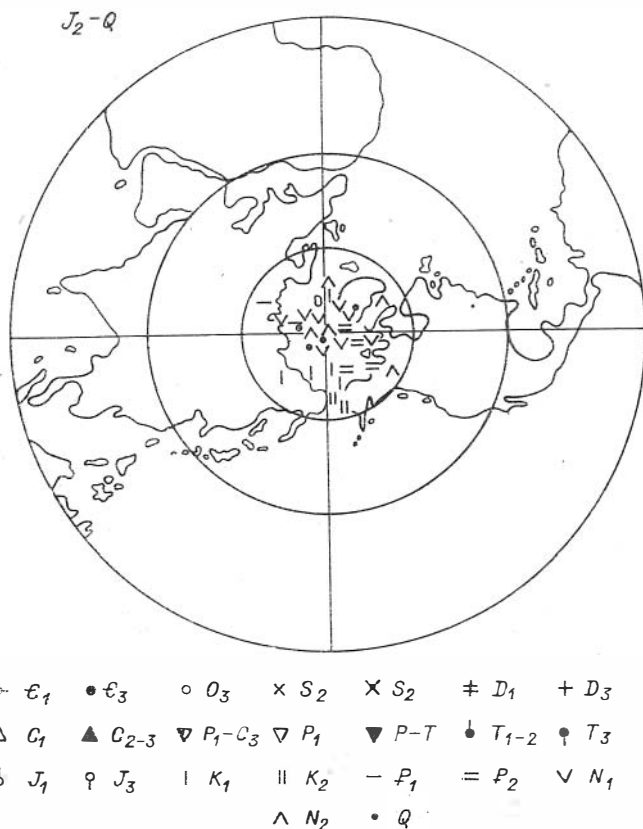


Рис. IV.2. Распределение палеомагнитных полюсов Северной Америки.

Для определения координат кембрийских полюсов, кроме того, использовались коллекции образцов, отобранные на плато Колорадо и непосредственно на платформе. Кембрийские полюсы Северной Америки существенно рассредоточены и располагаются в экваториальной области между 120° в. д. и 150° з. д. (от Филиппинских островов до о-ов Кука). Внутрорегиональная разобщенность полюсов выражена в кембрии вполне отчетливо — крайнее восточное положение занимают полюсы, рассчитанные по намагнитченности пород плато Колорадо, промежуточное — платформы, западное — Аппалачей (табл. IV).

Последовательно анализируя картину распределения североамериканских полюсов во времени и пространстве, можно отметить следующее. Кембрийские полюсы Северо-Американской платформы занимают резко обособленную позицию и располагаются несколько севернее о. Новая Гвинея. Полюс 10/149 из рассмотрения исключен, так как он рассчитан всего по трем

штуфам, при этом угловая погрешность α_{95} в определении среднего направления намагниченности составила 40° дуги экватора.

Среднепалеозойские полюсы Северной Америки тяготеют к району Восточно-Китайского моря. Их позиция отличается от положения как кембрийских, так и позднепалеозойских полюсов платформы. К сожалению, коллекции среднепалеозойских пород отобраны в области развития герцинид и нет уверенности, что горообразовательные процессы не повлияли на намагниченность этих пород.

Пенсильванские (C_2-3), пермские и раннетриасовые полюсы Северной Америки располагаются в Монголии, Северном

Китае и на юге Восточной Сибири и образуют одну компактную группировку (рис. IV.2). Поздетриасовые и раннеюрские полюсы, напротив, разбросаны на громадном пространстве Монголии, Сибири и Арктики.

Постюрские полюсы концентрируются в районе Аляски, Чукотки и прилегающей части Северного Ледовитого океана. Мы не располагаем данными для средней—поздней юры, но, принимая во внимание относительную компактность постюрских полюсов и местоположение лейасовых, можно предположить, что перегруппировка полюсов, на-

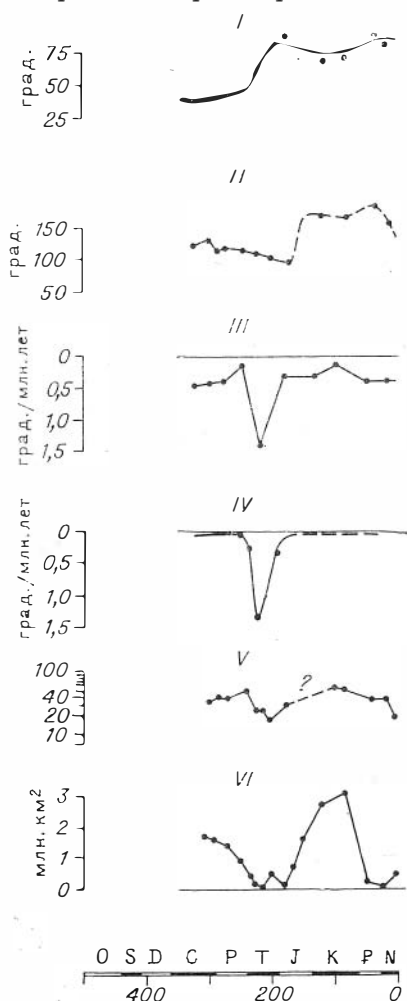


Рис. IV.3. Кинематические характеристики относительного перемещения среднего палеополуса и Северо-Американской платформы и эпейрогенических движений платформы.

I — изменение широт палеомагнитного полюса во времени (с. ш.); II — изменение долгот палеомагнитного полюса; III — средние скорости «миграции» палеополуса по эпохам; IV — средние скорости поступательного перемещения платформы относительно палеополуса; V — кучность палеополусов по эпохам; VI — площади, покрывавшиеся морем в разные геологические эпохи.

чавшаяся в среднем триасе, завершилась к середине юры. Остается открытым вопрос о верхнем стратиграфическом рубеже постлейасовой группировки, поскольку плиоцен-четвертичные полюсы обнаруживают тенденцию к обособлению. И, вероятно, следует говорить о существовании не послелейасовой, а скорее доггер-миоценовой группировки североамериканских полюсов в мезокайнозое.

Таким образом, различные интервалы фанерозойской истории магнитного поля на территории Северо-Американской платформы освещены неодинаково. Более того, разобщенность кембрийских полюсов, рассчитанных по породам разных геотектонических областей Северной Америки, еще раз показывает, с какой осторожностью палеомагнитные данные для одного региона следует распространять на смежный регион. Поэтому было бы разумно ограничиться рассмотрением материалов только для постмиссисипского времени. Возможности использования среднепалеозойских определений для решения вопросов перемещения Северо-Американской платформы относительно полюса не ясны.

Как видно из рис. IV.2, поздний палеозой — ранний триас и доггер — миоцен могут быть противопоставлены среднему триасу — лейасу как периоды сравнительно устойчивого палеоширотного положения Северо-Американской платформы. Эти периоды характеризуются невысокими средними скоростями «миграции» полюса от эпохи к эпохе (от 0,25 до 0,65 град./млн. лет, рис. IV.3, кривая III), движения полюса носят преимущественно колебательный характер (кривые I и II), средние скорости направленного поступательного перемещения платформы варьируют от 0,03 до 0,15 град./млн. лет (кривая IV). В среднем триасе — лейасе главенствующими становятся поступательные, ускоренные и направленные перемещения платформы, причем средние скорости возрастают до 1,2 град./млн. лет, понижается кучность K полюсов (кривые IV, V). Среднетриас-лейасовое перемещение платформы относительно полюса превысило 40° дуги экватора (кривая I).

Поведение полюса в постмиоцене может быть, по-видимому, сопоставлено с его поведением в первой половине триаса.

Перемещение Северо-Американской платформы в постмиссисипское время по палеомагнитным и палеоклиматическим данным

В пенсильванском периоде (средний — поздний карбон) на восточной окраине Северо-Американской платформы (о. Ньюфаундленд, долина р. Св. Лаврентия) накапливались континентальные красноцветные и угленосные толщи. Несколько западнее, в восточных штатах США, угленакопление происходило в условиях обширной приморской болотистой равнины

(Шухерт, 1957; Ирдли, 1954; Мазарович, 1951; и др.). В западном направлении отмечается замещение угленосных фаций карбонатными, получившими наибольшее распространение на юго-западе платформы. Соленосные отложения (соли, гипсы) известны в штатах Юта и Колорадо (толща Парадокс; Лотце, 1968). Н. М. Страхов (1962) указывает наличие гипсоносных пород в штате Миннесота. Не исключено, что верхам пенсильвания принадлежит нижняя часть эвапоритов формации Супай. Предположительно пенсильванскими являются соленосные образования о. Аксель-Хейберг (Kranck, 1961).

Пермские отложения Северо-Американской платформы представлены доломитами, известняками, красноцветными терригенными и хемогенными (соли, гипсы) толщами. Э. Д. Макки (1968) приводит карту размещения пермских соленосных осадков США, которые цепочкой трассируются вдоль западной границы платформы от Канады до Северной Мексики. Гипсы Восточной Гренландии, ранее относившиеся к позднему карбону, по новым данным (Maune, 1961) являются позднепермскими.

В раннетриасовую эпоху возрастает роль красноцветных обломочных, местами соленосных толщ. Последние отмечены в провинциях Альберта и Британской Колумбии (Канада), в штатах Вайоминг, Небраска, Дакота. В восточной Гренландии (Земля Джексона, Скорсби) гипсы залегают в основании триаса (Ирдли, 1954; Лотце, 1968; и др.).

Судя по характеру позднепалеозой-раннетриасовых отложений на территории Северо-Американской платформы господствовал жаркий климат: аридный на юго-западе и в крайних северных районах (эвапориты), относительно влажный — на востоке (угленосные толщи). Как следует из рис. IV.4, в поздне-м палеозое — начале триаса палеомагнитный экватор пересекал Северную Америку в направлении провинция Ньюфаундленд (Канада) — штат Калифорния (США).

Отложения конца триаса — начала юры на платформе, по-видимому, почти полностью отсутствуют.

Постлейасовые карбонатно-терригенные и эвапоритовые осадки накапливались в западной части платформы и смежных районах Кордильер — от Канады до Мексики. Напомним, что соли «лоуаннских слоев» Арканзаса и Луизианы некоторые авторы относят к юре (Лотце, 1968). Юрские угленосные отложения известны на территории Мексики, штатов Северная Каролина и Джорджия (США), на Аляске и островах Канадского Арктического архипелага (Страхов, 1962; Мазарович, 1951; Хаин, 1971).

Меловые породы представлены преимущественно тонкообломочными образованиями. Карбонатные отложения в заметном количестве присутствуют лишь на юге (Денверская впадина). Хемогенные осадки установлены на территории штатов Арканзас и Луизиана, вскрыты скважинами на юге Флориды и просле-

жены на склонах Сьерра-Мадре в штате Нуэво-Леон (Мексика) (Лотце, 1968; Страхов, 1962; Хаин, 1971). Угленосные толщи получили широкое развитие в Предкордильерском прогибе, на Аляске, они установлены в Северной Мексике. На юго-востоке США встречены бокситы (Страхов, 1962; Хаин, 1971).

В палеогене, в связи с отступлением моря, в Предкордильерском прогибе, на Аляске, островах Канадского Арктического архипелага и в Северной Мексике накапливались терригенные и угленосные отложения. Гипсы отмечены в Арканзасе, Калифорнии, Флориде. Месторождения бокситов известны в юго-восточных штатах США, здесь же найдены марганцевые и железные осадочные руды (Ирдли, 1954; Лотце, 1968; Рухин, 1962; и др.).

Седиментация обломочных угленосных пород продолжалась в неогене примерно на тех же площадях. Соли и гипсы отмечены в Большом Бассейне (штаты Невада, Калифорния, Айдахо и Вайоминг), на Флориде, бокситы — в северо-западных штатах США.

Характер четвертичного седиментогенеза, несмотря на непосредственную близость к современной эпохе, представляется достаточно сложным. В антропогене Северная Америка неоднократно подвергалась материковому оледенению. В отдельные моменты времени ледники достигали 38° с. ш., хотя в современную эпоху на о. Гренландия они доходят лишь до 60 -й параллели, а на островах Канадского архипелага отсутствуют даже на широтах выше 80° с. ш. Четвертичные красноцветные отложения известны на юге США, соленосные — в Большом Бассейне, лигнитовые — в Канаде (Хаин, 1971; Лотце, 1968; Жарков, 1974).

Таким образом, можно констатировать, что в догермиевской эпохе на севере платформы и в прилегающих областях накапливались исключительно обломочные сероцветные и угленосные толщи; на юге — красноцветные обломочные отложения, эвапориты, бокситы. В антропогене северная половина платформы подверглась материковому оледенению. Наблюдаемое распределение осадков позволяет утверждать, что в постлейасе северная часть платформы располагалась в области умеренного влажного, временами (в антропогене) сурового арктического климата, южная — теплого и жаркого (от аридного до гумидного) климата. По палеомагнитным определениям Северо-Американская платформа в постлейасе находилась между 85 и 30° с. ш. (рис. IV.4).

Изменение палеоклиматических условий седиментогенеза произошло в интервале средний триас — лейас и в постмиоцене. Чтобы представить себе масштабы и глубину этих перестроек, достаточно, например, напомнить, что в позднем палеозое соли и гипсы накапливались на платформе повсеместно — и на юге, и на ее крайнем севере — островах Канадского Арктического архипелага и в Гренландии, где в современную эпоху господст-

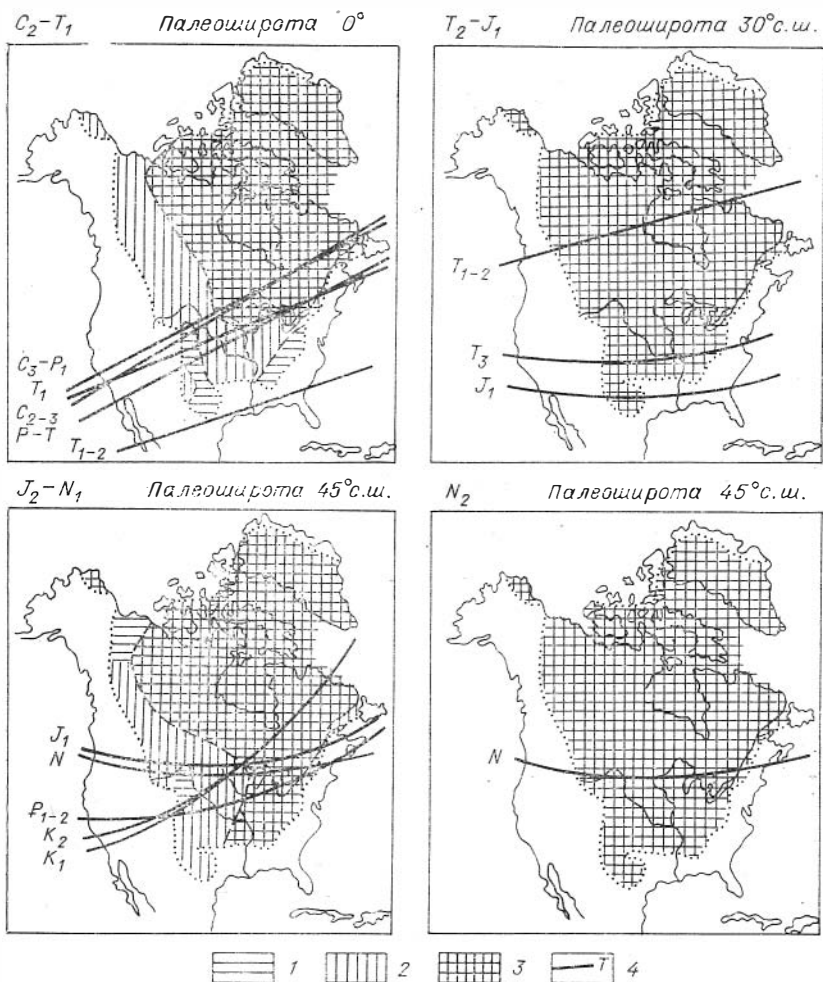


Рис. IV.4. Палеотектоническая обстановка и палеомагнитные широты Северо-Американской платформы в постмиссисипское время.

1 — области устойчивого погружения платформы; 2 — области развития преимущественно мелководных морских и континентальных отложений; 3 — области устойчивого поднятия платформы; 4 — палеомагнитные широты различных геологических эпох.

вует суровый арктический климат. Даже по самым скромным оценкам следует предполагать перемещение северной части платформы с юга на север более чем на 30° дуги экватора. Палеомагнитные материалы дают для среднего триаса — лэйаса цифру 40° для восточной окраины платформы и 50° — для западной (см. рис. IV.4). Разница возникает за счет некоторого поворота платформы против часовой стрелки в процессе перемещения.

Эпохи палеоклиматических перестроек на территории Северо-Американской платформы совпадают во времени с наиболее значительными общерегиональными стратиграфическими перерывами, которые делят постмиссисипские отложения на две толщи — позднепалеозой-раннетриасовую и доггер-миоценовую.

Эпейрогенические движения Северо-Американской платформы в постмиссисипское время

В пенсильванском периоде (C_{2+3}) южная и крайняя западная части Северо-Американской платформы, так называемые плиты Мидконтинента и Великих равнин, представляли собой сложно построенную область погружения (см. рис. IV.4). В числе наиболее крупных тектонических элементов этой области могут быть названы Преаппалачский и Арканзасский прогибы, сочленявшиеся друг с другом под прямым углом. Пенсильванские угленосные отложения сохранились также в центральных частях Мичиганской и Иллинойской впадин, но первоначально они занимали несравненно большую территорию. К западу от Миссисипи пенсильванские отложения становятся существенно карбонатными. Лишь на крайнем западе платформы и в прогибах Анадарко и Ардмор накапливались терригенные осадки.

Воздымание платформы в пенсильванском периоде сопровождалось последовательным расширением областей размыва, так что к началу пермского времени аккумуляция осадков продолжалась лишь на юго-западе платформы с центром погружения в Западно-Техасском (пермском) бассейне и заливом в верховьях Миссури.

Дальнейший подъем платформы привел к обмелению бассейна и замещению морских условий седиментации лагунно-континентальными.

В среднем триасе вся платформа оказалась расположенной выше уровня Мирового океана. Судя по палеотектоническим картам А. Ирдли (1954), высокое гипсометрическое положение платформы сохранялось в лейасе. В доггере воздымание сменилось общим погружением и прогибанием западных районов платформы. Море вновь покрыло территорию Центральных и Южных Великих равнин. В раннемеловую эпоху оно проникло далеко на восток, достигая Великих озер, а на севере соединилось с наступавшим навстречу Арктическим океаном. Этот обширный седиментационный бассейн можно было бы назвать Предкордильерским. В какой-то мере он является унаследованным, так как приблизительно восстанавливает положение, существовавшее на западе платформы в позднем палеозое. В рамках этого бассейна наибольшие мощности осадков установлены в Виллистонской и Денверской впадинах.

Поздний мел ознаменовался сокращением акватории Предкордильерского седиментационного бассейна, обусловленным новым воздыманием платформы. В палеогене на этой территории накапливались только континентальные толщи. Воздымание продолжалось в неогене и антропогене, в результате чего вся область Великих равнин оказалась приподнятой до отметок 1000—2000 м над уровнем моря.

Канадский щит, занимающий центральную и северную часть платформы, в позднем палеозое и мезозое представлял собой возвышенную область. Лабрадорское море — пролив Девиса — залив Баффина, отделяющие ныне Гренландию от основной части щита, следует, вероятно, рассматривать как рифтовые структуры (или грабены?). Предполагается, что море трансгрессировало сюда со стороны Атлантического океана в миоцене. В четвертичном периоде северная часть щита, Гренландия и Арктический архипелаг подверглись материковому оледенению. Ледниковая экзарация и вертикальные движения, связанные с изостатическим приспособлением к нагрузке и разгрузке льда, по-видимому, во многом определили современное распределение суши и моря. Подъем северной части Канадского щита усилился по окончании четвертичного оледенения. А. Ирдли (1954) приводит примеры новейших поднятий в области Арктического архипелага и Гудзонова залива на 160—330 м.

Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Северо-Американской платформы в постмиссисипское время

На основании изложенного можно констатировать, что в позднем палеозое — раннем триасе и доггер-миоцене Северо-Американская платформа занимала по отношению к полюсу достаточно устойчивое положение. Скорость ее поступательного движения составляла всего лишь 0,03—0,15 град./млн. лет, значительные территории платформы были вовлечены в погружения и прогибания и превратились в обширные седиментационные бассейны (см. рис. IV.3, кривые IV и VI, рис. IV.4).

В интервале между ранним триасом и доггером произошло поражающее своими масштабами перемещение платформы из экваториальной в область арктических и средних широт северного полушария (примерно на 45° дуги экватора) (см. рис. IV.4). Перемещение совпало во времени с высоким гипсометрическим положением платформы, резким сокращением площадей седиментационных бассейнов, подавлением процессов аккумуляции осадков.

Последовательность расположения постлейасовых полюсов (см. рис. IV.3, IV.4) в совокупности с данными о характере эпейрогенических движений платформы вполне определенно позволяют параллелизовать постмиоценовое время с первой

половиной триасового периода. Правомерность такого сопоставления подтверждается анализом формационных рядов.

Пенсильванская карбонатная формация на юго-западе платформы вверх по разрезу перекрывается лагунной, а затем лагунно-континентальной формацией перми и раннего триаса. Среднетриас-лейасовая эпоха прошла под знаком широкого развития эрозионных процессов.

Доггер-миоценовый формационный ряд открывается континентальной формацией юры, которая перекрывается терригенной морской (поздняя юра — ранний мел), карбонатно-терригенной (поздний мел), угленосной (конец мела — палеоген) и, наконец, континентальной обломочной формацией (палеоген — миоцен).

Позднекайнозойский стратиграфический перерыв завершает фанерозойский разрез Северо-Американской платформы.

*

*

*

Имеется много общего в геологическом развитии Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ. Во-первых, периоды устойчивого положения и эпохи направленного перемещения названных платформ совпадают во времени. В обоих случаях в постмиссисипское время воздымание и перемещение платформ приходится на средний триас — лейас и на поздний кайнозой. Позднекайнозойское воздымание сопряжено с незначительным обособлением палеомагнитных полюсов. Соответственно незначительны и палеоширотные перемещения платформ. Разумеется, это не исключает движения платформ вдоль параллелей. Но движения такого рода палеомагнитный метод непосредственно реконструировать не позволяет.

Обе платформы в мезокайнозое располагались в области средних и высоких широт северного полушария. Высокоширотные ледниковые отложения на обеих платформах появляются в антропогене. Вопрос о глобальных вариациях климата имеет самостоятельное значение и не входит в круг рассматриваемых сейчас задач (Кравчипский, 1971б, 1973б; Чумаков, 1971; и др.). В плане настоящего раздела следует ограничиться оценкой влияния четвертичного оледенения на морфоструктуру Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ в связи с четвертичной бореальной трансгрессией. Масштабы оледенения общеизвестны. Достаточно напомнить, что в эпоху максимального оледенения покровные ледники достигали 38° с. ш. в Северной Америке и 45° с. ш. в Европе. На обоих континентах наибольшее проникновение ледников на юг отмечено на платформах, как в относительно пониженных областях. Реконструкции древних материковых ледников, выполненные П.С. Вороновым (1968), позволяют оценить средние мощности ледниковых пок-

ровов эпохи максимального четвертичного оледенения в 2,4 км для Северной Америки и 2,2 км для Европы. Столь внушительное утолщение земной коры платформ к северу от сороковой параллели вызвало бы у подошвы земной коры увеличение давления примерно на 2%. По данным М. Е. Артемьева и Е. В. Артюшкова (1967, с. 43), изменения давления только на 0,1% могут привести к движениям, направленным на восстановление изостазии. С. А. Ушаков (1963), П. С. Воронов (1968) и др. резонно полагают, что крупные участки земной коры находятся в состоянии, весьма близком к состоянию гидростатического равновесия. В таком случае, принимая среднюю высоту современного рельефа Северо-Американской платформы 286 м, Восточно-Европейской 168 м, по предложенной П. С. Вороновым (1968, с. 37) методике нетрудно рассчитать среднюю высоту подледного рельефа в эпоху максимального оледенения. Эти цифры составили 500 и 590 м ниже современного уровня моря соответственно для Северо-Американской и Восточно-Европейской платформ. «Послеледниковые депрессии глубиной в несколько сотен метров остались на месте таяния всех крупных ледников последнего, валдайского (вюрмского) оледенения — в Фенноскандии и Канаде, на Аляске, Шпицбергене, Земле Франца-Иосифа и на Новой Земле» (Артемьев, Артюшков, 1967, с. 43).

Прогибание северных областей платформы под ледниковой нагрузкой создало благоприятные условия для бореальной ингрессии.

«Сразу же после исчезновения ледника (около 9000 лет назад) профиль депрессии был очень неровным. Затем сравнительно мелкие неровности выровнялись. Например, глубокий прогиб в центре Фенноскандии выровнялся за время не более 700 лет со средней скоростью 13 см/град. В то же время общее поднятие области шириной более 1000 км заняло примерно 10^4 лет...

Движение коры во время отступления ледника демонстрирует ее быструю реакцию на сравнительно небольшие по площади изменения ледниковой нагрузки» (Артемьев, Артюшков, 1967, с. 44).

2. СКАДЧАТОЕ ОБРАМЛЕНИЕ СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Каледониды северной и восточной окраин Северной Америки

Древнейшие каледонские складчатые области обрамляют Северо-Американскую платформу на крайнем севере (северная часть о. Аксель-Хейберг и северо-западная часть о. Элсмир),

северо-востоке (Восточно-Гренландская складчатая система) и на востоке (Ньюфаундленд, Северные Аппалачи).

В строении геосинклинального комплекса североамериканских каледонид принимают участие позднедокембрийские и кембро-силурийские отложения. «Основной диастрофизм является послесреднеордовикским, но досреднедевонским; чисто условно его относят к силуру и называют древнекаледонским» (Хаин, 1971, с. 106). Он включает в себя ряд сближенных во времени фаз и может быть сопоставлен с позднекаледонским циклом евразийского континента.

Герциниды Иннуитской, Аппалачской и Уачитской складчатых областей

Герцинские складчатые системы граничат с Северо-Американской платформой на севере (Иннуитская), на востоке (Аппалачская, без Северных Аппалачей и Ньюфаундленда) и на юге (Уачитская система.)

Иннуитская раннегерцинская складчатая система занимает северную часть Канадского Арктического архипелага, кроме северной оконечности о. Аксель-Хейберг и северо-западной части Элсмira, и продолжается, вероятно, в Северную Гренландию.

Заложение герцинских геосинклинальных прогибов произошло, по-видимому, в силуре: позднекаледонские движения достаточно интенсивно проявились на востоке и в центральной части Канадского архипелага и в Северной Гренландии. Время замыкания Иннуитской геосинклинали определяется несогласным залеганием визейских и более молодых отложений на различных горизонтах ордовика, силура и девона. «Показательно отсутствие герцинских интрузий, наземного вулканизма и сколько-нибудь типичного передового прогиба. Во всяком случае к началу накопления визейских отложений Иннуитская горная система была уже срезана эрозией. С этого времени Иннуитский регион вступает в платформенный этап развития» (Хаин, 1971, с. 112).

На востоке Северо-Американская платформа граничит с хорошо изученной Аппалачской складчатой областью. Догерцинское основание Аппалачей сложено породами позднего докембрия и раннего палеозоя. Предшествовавший герцинскому таконский орогенез привел к замыканию геосинклинальных прогибов Ньюфаундленда и Северных Аппалачей. В южном направлении наблюдается последовательное усиление роли герцинских погружений и последующих воздыманий (Хаин, 1971).

Во второй половине девона в Аппалачской области начались интенсивные поднятия, сопровождавшиеся предорогенной и син-

орогенной интрузивной деятельностью (акадский орогенез). В области герцинской складчатости отмечается перемещение районов проявления максимальных поднятий и сопряженных с ними прогибов с севера на юг и с востока на запад, приведшее к образованию Преаппалачского краевого прогиба и замыканию Аппалачской геосинклипали.

«Отложения пенсильванской системы Преаппалачского прогиба представляют собой типичную угленосную паралическую молассу мощностью до 3000 м, сменяющуюся красноцветной континентальной молассой нижней перми (серия Декард), сохранившейся в осевой части прогиба и завершающей его разрез (мощность 450 м). В передовом прогибе все отложения, до нижнепермских включительно, залегают согласно и участвуют в складчатости. В зоне Долин и Хребтов надвигами затронуты все слои, включая нижнепенсильванскую серию Поттсвилл. Эти соотношения показывают, что заключительная складчатость Аппалачей имела место **после ранней перми**, но, очевидно, **ранее позднего триаса**. Такое заключение справедливо не только для передового прогиба и Внешней зоны, но и для Внутренней зоны, поскольку в межгорных прогибах Северных Аппалачей как заведомо пенсильванские, так и, вероятно, пермские отложения местами затронуты складчатостью и надвигами и испытали кое-где кливаж и метаморфизм. Следовательно, собственно аппалачская (или аллеганская, по Вудворду и Роджерсу) эпоха диастрофизма («аппалачская революция») должна быть скорее датирована второй половиной перми и первой половиной триаса, что подтверждается и радиометрическими данными о возрасте метаморфизма на юге Новой Англии...

Вероятно, к середине триаса кульминация Аппалачского (позднегерцинского) орогенеза была уже позади и созданное им складчатое горное сооружение оказалось в значительной степени выровненным. Но в конце среднего — начале позднего триаса произошло новое резкое оживление поднятий (палисадская орогеническая эпоха) и сводообразное воздымание всей Аппалачской системы. В обстановке возникшего вследствие этого растяжения образовалась серия позднетриасовых грабен, само расположение и структура которых выразительно свидетельствуют об их происхождении... Этот посторогенный тафрогенез, сопровождавшийся базальтовым вулканизмом, является заключительным эпизодом геосинклинального периода истории Аппалачей и начальным — платформенного этапа их развития...» (Ханн, 1971, с. 134).

На юге Аппалачская складчатая область под крутым углом сочленяется с Уачитской областью герцинской складчатости, составляющей южное обрамление Северо-Американской платформы. Уачитская область перекрыта мезокайнозойскими осадками. Геосинклинальные образования выходят на дневную

поверхность в горах Уачита, поднятиях Маратон, Солитарио, вероятно, Лас-Делисиас.

В горах Уачита вскрывается относительно маломощная (около 1000 м) в различной степени дислоцированная толща граптолитовых сланцев и карбонатно-кремнистых пород верхнего кембрия — карбона. Предуачитский (Арканзасский) краевой прогиб выполнен мощной (до 5000 м) толщей моласоидных пенсильванских отложений.

В ядре Маратонского свода обнажается сильно дислоцированная толща верхнекембрийско-пенсильванских образований (кремнистосланцевая до карбона, терригенная — в карбоне), перекрытая полого залегающими пермскими слоями.

В поднятии Солитарио и юго-западнее, в Мексике, вскрываются пермские сильно метаморфизованные, дислоцированные и прорванные гранитами вулканогенно-осадочные образования. Возраст орогенеза определяется в интервале конец перми — доггер (точнее, низы мальма). Очевидно, что формирование герцинских складчатых структур Северной Америки, кстати совершенно так же, как Евразии, было не вполне одновременным.

Иннуитская геосинклиналь замкнулась в конце миссисипского (раннегерцинского) времени. Соотношение постмиссисипских и допенсильванских палеомагнитных полюсов изучено недостаточно. Но существование по крайней мере позднепалеозой-раннетриасовой группировки североамериканских палеомагнитных полюсов представляется очевидным, совершенно так же, как резкое изменение палеогеографических условий на рубеже среднего и позднего палеозоя и общерегиональный стратиграфический перерыв, разделяющий отложения миссисипия и пенсильвания на Северо-Американской платформе.

Повсеместное замыкание герцинских геосинклинальных систем восточного и южного обрамления Северо-Американской платформы произошло в конце перми — доггере. При этом в Аппалачской области наблюдается омоложение структур с севера на юг, а в Уачитской — с востока на запад. Ускоренное направленное перемещение Северо-Американской платформы в среднем триасе — лейасе совпадает «с заключительным эпизодом геосинклинального периода истории Аппалачей» и Уачитской области.

Мезокайнозойский (альпийский) складчатый пояс Северо-Американских Кордильер

Западную часть Северо-Американского материка занимает мезокайнозойский складчатый пояс Северо-Американских Кордильер.

«Восстановление истории тектонического развития Северо-Американских Кордильер все еще представляет очень трудную задачу... хотя существенный прогресс в последние годы и был

достигнут. В частности, новые данные в значительной мере опровергли прежнее представление о слабом проявлении в Кордильерах Северной Америки позднедокембрийских и палеозойских эпох диастрофизма и о четкой обособленности, кратковременности и повсеместной синхронности невадийских (позднеюрско-раннемеловых. — А. К.) и ларамийских (позднемел-раннепалеогеновых. — А. К.) движений и связанного с ними интрузивного магматизма», — пишет В. Е. Хаин (1971, с. 207).

Формирование мезокайнозойского геосинклинального комплекса Северо-Американских Кордильер началось и сопряжено во времени со среднетриас-лейасовым перемещением Северо-Американской платформы и замыканием герцинских геосинклинальных систем. Комплексы древнего основания кордильерид сложены докембрийскими и палеозойскими толщами и венчаются позднепалеозойской красноцветной молассой.

Конец перми — первая половина триасового периода в Кордильерской геосинклинальной области характеризовалась резким расширением антиклинорных поднятий и сокращением площадей осадконакопления. Аккумуляция осадочно-вулканических образований раннего и среднего триаса продолжалась на крайнем юго-западе США. В Центральных Скалистых горах известен нижний триас. Поэтому складчатость и поднятия первой половины триаса (орогенез Кассиар, по У. Уайту) могут рассматриваться как завершение герцинского тектогенеза в Кордильерах (Хаин, 1971). К этому времени приурочено широко известное несогласие между пермь-раннетриасовыми и более поздними мезозойскими отложениями.

В позднем триасе в Кордильерах происходит усиление нисходящих движений и постепенно восстанавливается морской режим осадконакопления. Но в малые вновь развиваются поднятия, складчатость, формируются надвиги, усиливается магматическая деятельность.

«В классической литературе по Кордильерам Северной Америки в... позднемезозой-раннепалеогеновом орогенезе было принято выделять две эпохи — невадийскую, примерно на границе юры и мела..., и ларамийскую — на границе мела и палеогена, отличающиеся и по областям своего проявления. Современные исследователи почти единодушны в том, что обе эти орогенические эпохи являлись весьма длительными и не были отделены друг от друга сколько-нибудь значительным периодом тектонического покоя; более того, середина мела отличалась не пониженной, как думали раньше, а скорее повышенной тектонической активностью (фаза Сидар-Хиллс, по Ирдли)... По словам У. Уайта... «за одним исключением невозможно установить орогенические «эпохи» регионального значения и нельзя распознать какой-либо главный орогенический «шарканизм»... С последним утверждением трудно согласиться полностью. Во всяком случае А. Дж. Ирдли предложил различать

в составе невадийской орогенической эпохи три фазы — ранне-вадийскую в поздней юре, средневадийскую в начале мела и поздневадийскую в середине раннего мела — начале позднего мела... Ларамийская эпоха подразделяется... также на три фазы. ... В итоге длительного, многофазного, непрерывно-прерывистого процесса к началу эоцена на западе современного Северо-Американского континента поднялось мощное складчатое сооружение Кордильер. Однако, как убедительно показал Ф. Кинг, оно еще далеко не было той могучей горной системой, которую мы наблюдаем в настоящее время. Только в результате следующего этапа тектогенеза, протекавшего в качественно иной обстановке, Кордильеры Северной Америки приобрели свои современные структуру и рельеф.

...Начало этого этапа, относящееся к олигоцену, характеризуется завершением складчатости почти на всем протяжении Кордильер, за исключением Притихоокеанской зоны, межгорных прогибов южной Аляски и передовых прогибов Мексики» (Хаин, 1971, с. 219), в которых продолжались дифференцированные движения.

«Весьма распространенным является взгляд, согласно которому Северо-Американские Кордильеры относятся к числу мезозойских сооружений. Отнюдь не отрицая огромного значения мезозойских движений в создании структуры Кордильер, приходится все же признать подобное заключение односторонним. Во-первых, последняя из трех крупных эпох складчатости Кордильер — ларамийская — закончилась лишь в конце эоцена, что соответствует так называемой пиренейской фазе альпид Старого Света. Во-вторых, в Притихоокеанской зоне, в Южной Аляске и Восточной Мексике складчатость продолжалась в течение всего кайнозоя, наиболее поздние интрузии гранитоидов в Каскадных горах и Алеутском Хребте имеют миоценовый возраст. Эти молодые складчатые движения здесь представляют прямое продолжение более ранних, а не проявления нового тектонического цикла. В-третьих, и на остальной площади Кордильер послеэоценовое время не было временем тектонического покоя и стабилизации, а было периодом интенсивных глыбовых движений и вулканизма. Поэтому Кордильеры Северной Америки следует рассматривать как альпийское сооружение в широком смысле этого термина с весьма растянутым орогенным этапом развития» (Хаин, 1971, с. 229).

К аналогичному заключению ранее пришел и Ю. М. Шейнманн (1958, с. 394): «Можно говорить о ларамийском сооружении, отождествляя его практически с областью Скалистых Гор и ее продолжением в Мексику. Но образовано оно процессом, который создал и Антильскую дугу в ее современном виде и Венесуэльские Анды».

«Имеющиеся данные, — полагают П. Н. Крпоткин и К. А. Шахварстова (1965, с. 290), — подтверждают мнение

Ю. М. Шейнманна о том, что ларамийскую складчатость нельзя рассматривать как самостоятельный цикл, включенный между невадийским и кайнозойским, или же считать ларамиды частью мезозойского сооружения, как это сделали А. Д. Архангельский и М. В. Муратов...

Значительные вертикальные (а частью и горизонтальные — по надвигам и взбросам) перемещения продолжались в Скалистых Горах до середины третичного периода и возобновились в плиоцен-четвертичное время...

Все это позволяет рассматривать широкий горный пояс Северной Америки, раскинувшийся между Тихим океаном и Великими равнинами США и Канады, как часть того же молодого подвижного пояса, к которому принадлежат Анды Южной Америки и островные дуги Азии».

Как отмечалось ранее, посттриасовые полюсы Северной Америки образуют одну достаточно компактную группировку. Такой характер распределения палеополюсов может быть понят и как будто бы больше соответствует представлению о единстве мезокайнозойского цикла развития Северо-Американского континента. Следует, однако, иметь в виду возможность перемещения Северной Америки вдоль параллелей. Но движения такого рода палеомагнитный метод непосредственно реконструировать не позволяет.

Глава V

АФРИКА

1. АФРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Африканская платформа занимает почти весь Африканский материк, за исключением горной системы Атласа на крайнем северо-западе и Капских гор на крайнем юге, и Аравийский полуостров. По площади она превосходит все рассмотренные платформы северного полушария вместе взятые.

Постдокембрийские полюсы Африки приведены в табл. V и нанесены на рис. V.1. Подавляющая часть полюсов — мезозойские и кайнозойские — концентрируются соответственно в районе островов Канадского Арктического архипелага и современного Северного географического полюса. Позднепалеозойские полюсы Африки четко обособляются от мезокайнозойских и располагаются в северо-восточной части Тихого океана. Два венд-ордовикских полюса попадают в Коралловое море восточнее Австралии (на рис. V.1 показано положение южного палеополюса). Не включены в рассмотрение полюсы 6.57; 6.56;

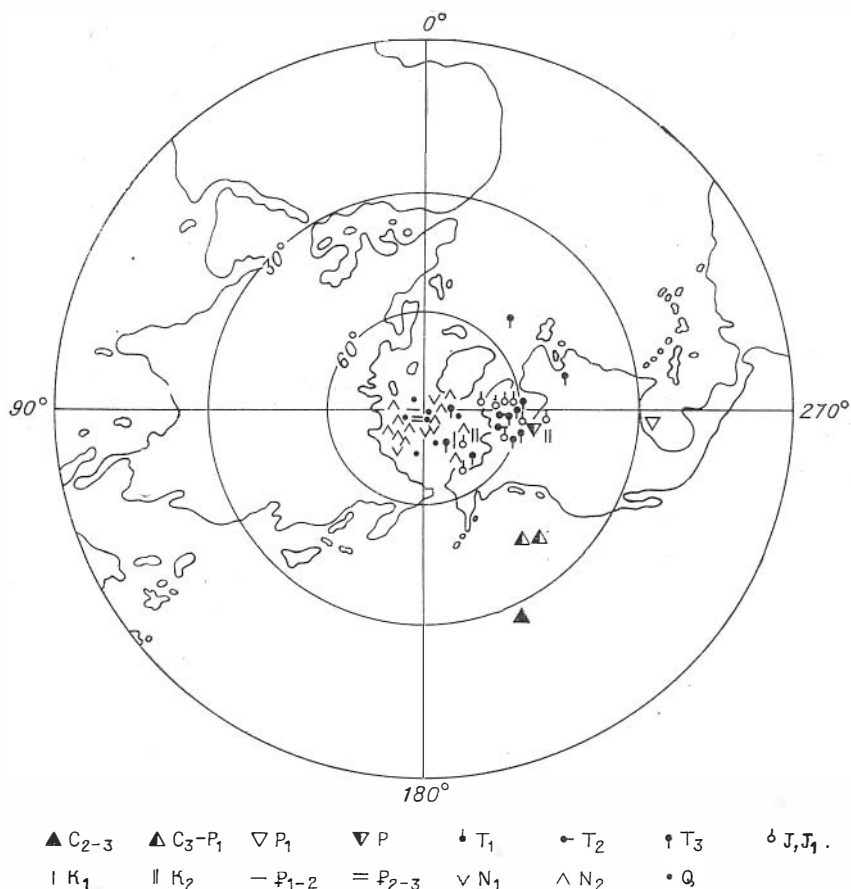


Рис. V.1. Распределение палеомагнитных полюсов Африканской платформы.

8/85; 7/41; 7/40; 8/74; 83/66; 8/65; 8/47 как взаимно противоречивые, неувязывающиеся с другими определениями и рассчитанные по единичным штуфам (от 2 до 10).

Мезокайнозойские полюсы составляют большинство (85%) палеомагнитных определений на Африканской платформе и рассчитывались преимущественно по изверженным породам. Изученность разных геологических эпох крайне неравномерная. Достаточно указать, что 60% мезокайнозойских определений приходится на рэт — лейас и плио-плейстоцен. Другие эпохи охарактеризованы единичными определениями координат палеополюсов или не изучены вовсе (доггер, мальм) (табл. V). Получение новых данных могло бы существенно дополнить и уточнить картину распределения и пространственного соотно-

шения мезокайнозойских полюсов. Тем не менее сам факт географической разобщенности рэт-лейасовых и позднекайнозойских полюсов представляется вполне очевидным и позволяет судить о направленности относительных перемещений полюса и платформы.

Позднепалеозойские (C_2 — низы P_1) полюсы, по Н. Д. Опдайку и М. У. Мак-Элхيني (табл. V), располагаются в Северо-Восточной котловине Тихого океана. Полюсы второй половины перми приходятся на время перегруппировки полюсов и чрезвычайно рассредоточены. Но эти данные, как уже отмечалось, нуждаются в подтверждении. Сведения о палеомагнетизме более древних фанерозойских платформенных образований ограничиваются двумя определе-

ниями и лишь ориентировочно намечают положение африканского полюса в раннем палеозое.

На рис. V.2 показаны кинематические характеристики перемещения Африканской платформы относительно полюса, позволяющие говорить о ее неравномерном движении. Большая часть перми — самое начало триаса и значительная часть кайнозоя (конец эоцена — миоцен) предстают как эпохи направленного и ускоренного перемещения платформы со средними скоростями до 1,8 град./млн. лет и более 0,5 град./млн. лет. Мезозой — начало палеогена следует рассматривать как период длительного устойчивого положе-

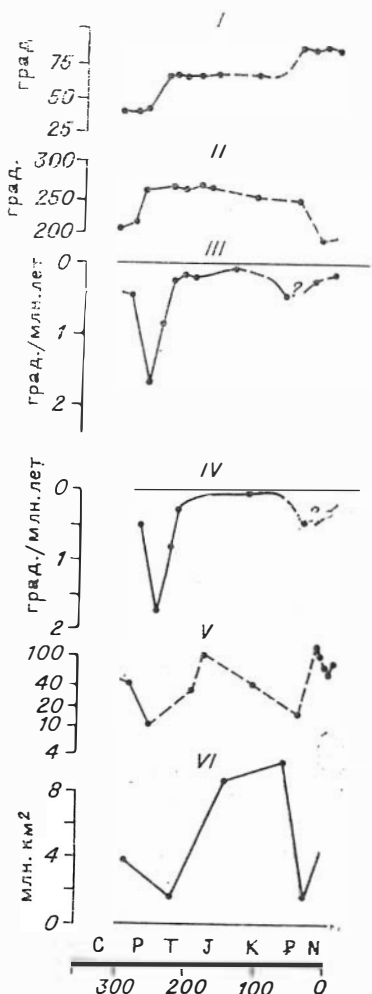


Рис. V.2. Кинематические характеристики относительного перемещения среднего палеополюса и Африканской платформы и эпейрогенических движений платформы.

I — изменение широт палеомагнитного полюса во времени (сев. широты); II — изменение долгот палеомагнитного полюса; III — средние скорости «миграции» палеополюса; IV — средние скорости поступательного перемещения платформы относительно палеополюса; V — кучность палеополюсов по эпохам; VI — площади, покрывавшиеся морем в различные геологические эпохи.

ния платформы относительно полюса. Средние скорости колебательных движений Африканской платформы в это время не превышали 0,25 град./млн. лет, скорость ее поступательного перемещения — 0,01 град./млн. лет (см. рис. V.2, кривые III и IV). Поздний карбон — начало перми, надо полагать, относятся к концу предшествовавшего периода устойчивого положения платформы, поздний кайнозой, по-видимому, знаменует собой начало новейшего периода устойчивого положения платформы. График V (см. рис. V.2) иллюстрирует тенденцию полюсов к рассредоточению в эпохи ускоренного и направленного перемещения Африканской платформы.

Эпейрогенические движения Африканской платформы в посткапское время

При написании настоящей работы автор стремился по возможности не утомлять читателя массой геологических сведений, подтверждающих правильность наблюдаемых соотношений. Ограничившись минимумом необходимой информации, везде, где это было допустимо, сделаны ссылки на первоисточники, в которых фактический материал излагается полнее. Избранный путь позволил акцентировать внимание на существе рассматриваемой проблемы. Лишь в случаях крайней необходимости, когда наша палеогеографическая интерпретация геологических данных принципиально расходилась со сложившимися взглядами, автор был вынужден отойти от принятого стиля изложения с тем, чтобы показать, какие ранее не учтенные или новые факты приводят к новому пониманию палеогеографической обстановки (смотрите, например, реконструкции палеогеографической обстановки седиментогенеза в позднем палеозое на территории Восточной Сибири). С другой стороны, опубликованные палеогеографические схемы нередко оказываются слишком обобщенными и возникает потребность пересмотреть под другим углом зрения имеющиеся материалы и реконструировать картину для совершенно иных либо более узких интервалов времени. Именно с таким положением вещей пришлось столкнуться при рассмотрении данных, относящихся к анализу эпейрогенических движений Африканской платформы. При этом автор опирался на работы А. Дю-Тойта, 1957; Л. Каэна, 1958; Р. Саида, 1965; С. Х. Хоутона, 1966; Ж. Местро, 1967; Ж. Су-жи, 1967; Ю. А. Шуберта, А. Фор-Мюре, 1967; Г. А. Логиновой, 1969; В. Е. Хаина, 1971 и многих других.

К югу от Сахары аккумуляция верхнепалеозойских, преимущественно континентальных толщ, происходила в нескольких крупных синеклизах — Карру, Калахари — Окаванго и Конго и грабенообразных прогибах — Замбези, Луангва, Руху и др. Прогибы и синеклизы Южной и Экваториальной

Африки были, вероятно, заложены на рубеже среднего и позднего палеозоя в теле обширного Аравийско-Южного Африканского докембрийского щита. Верхнему палеозою здесь соответствует нижний отдел системы Карру, имеющей трехчленное деление. В основании отдела залегают ледниковые и водноледниковые образования свиты Двайка. На крайнем юге Двайка согласно переходит в угленосную свиту Экка. В более северных районах — в Трансваале, синеклизах Калахари — Окаванго, Конго, прогибах Замбези, Луангва, Рухуху свиты Экка (нижняя — низы верхней перми) большей частью залегают на докембрийских породах при отсутствии или спорадическом развитии тиллитов Двайка (Хоутон, 1966; Хаин, 1971; и др.). Третьим членом нижнего отдела Карру является свита Бофорт, относимая к верхней перми, нижнему и, возможно, пизам среднего триаса. Верхний отдел системы представлен свитой Стормберг (поздний триас — лейас и, вероятно, частично доггер).

Областью типичного развития отложений системы Карру является Южная Африка. Базальная формация Карру — свита Двайка сложена тиллитами и сланцами, которые вдоль южной окраины синеклизы Карру обычно согласно перекрывают отложения Виттеберг. В северном направлении наблюдается уменьшение мощности ледниковых осадков и их трансгрессивное налегание на различные горизонты докарруских образований. Верхнедвайкские сланцы развиты в южной части синеклизы Карру, но севернее отсутствуют.

Выше залегают песчано-глинистые угленосные осадки Экка и песчано-глинистая толща Бофорт, подразделяемая на три яруса и шесть зон, охарактеризованных специфическим сообществом рептилий. Литологически слои нижнего Бофорта отличаются от пород свиты Экка лишь наличием красноцветных сланцев.

Отложения верхнего отдела Карру занимают в основном территорию Лесото и прилегающие районы Южно-Африканской Республики. На большей части Капской провинции, в Лесото и Натале базальные горизонты верхнего Карру (слои Молтено свиты Стормберг) согласно налегают на отложения свиты Бофорт. В северном направлении происходит выклинивание средне- и верхнебофортских образований и слоев Молтено. В северо-восточной части Оранжевой Республики слои Молтено отсутствуют и вышележащие красные слои с размывом перекрывают маломощные отложения верхнего Бофорта. В провинции Трансвааль свита Бофорт полностью выпадает из разреза. Ее частичное присутствие возможно в районах, пограничных с Южной Родезией и Мозамбиком, но палеонтологически не подтверждено (Дю-Тойт, 1957).

За пределами синеклизы Карру отложения системы Карру выходят на дневную поверхность по периферии синеклизы

Калахари и, судя по данным бурения, занимают значительные территории под покровом третичных осадков Калахари. Тиллиты Двайка развиты не повсеместно и угленосные слои нередко ложатся непосредственно на докаррусские породы. К настоящему времени имеются многочисленные данные, свидетельствующие о несогласии между докаррускими отложениями и породами нижнего Карру, с одной стороны, и осадочными породами и лавами свиты Стормберг — с другой (Хоутон, 1966).

Обширные поля отложений Карру располагаются вдоль западного борта синеклизы Калахари. В основании разреза залегают тиллиты, выше следуют сланцы с песчаником и линзы углей и пестроцветная песчано-сланцевая толща. Находки глоссоптериевой флоры и кордаитов доказывают, по мнению А. Дю-Тойта (1957), эвксский возраст пород, хотя по своему составу они несколько и отличаются от угленосной толщи Наталя (синеклизы Карру). Базальты, отождествляемые с базальтами свиты Стормберг, обнажаются в районах, расположенных севернее Мариентала. Они поочередно перекрывают отложения свит Экка и Двайка, слои Фиш-Ривер (ранний палеозой) и, вероятно, указывают на значительный перерыв в осадконакоплении (с конца перми до юры). Юго-западнее синеклизы Калахари в бассейне нижнего течения р. Оранжевой — районе Калкфонтейна система Карру представлена только отложениями свит Двайка и Экка.

Северо-западнее синеклизы Калахари в районе Ватерберг и вдоль долины р. Омурамбо-Оматако имеются выходы серых песчаников, конгломератов, красных песчано-глинистых слоев и желтых и красных песчаников. Находка следов динозавра указывает на стормбергский возраст пород. К западу от этих обнажений, в районе Францфонтейна — Охопохо, установлено присутствие тиллитов Двайка с отпечатками мезозавра. Отложения Экка и Бофорт здесь отсутствуют и слои Двайка несогласно перекрываются красноцветными косослоистыми песчаниками, сопоставляемыми со свитой Стормберг. Большие площади, протягивающиеся вплоть до Атлантического побережья Африки, покрыты вулканическими породами, относимыми к свите Стормберг.

Северо-восточнее синеклизы Калахари на территории Южной Родезии отложения нижнего отдела системы Карру представлены аналогами свиты Экка (свита Ванкие) и сланцами Мадумабиза. Последние содержат остатки остракод, различные формы пресноводных пластинчатожаберных и остатки рептилий, которые указывают на присутствие зоны *Tarinoscerphalus* и зоны *Endothiodon* нижнего Бофорта.

Отложения верхнего Карру залегают с ясным несогласием на нижнем Карру и даже на докарруских породах. «Они начинаются грубой галечной красной формацией, называемой «гравелитами уступа». Эти породы выступают за пределы слоев

нижнего Карру и ложатся на породы кристаллического фундамента...» (Хоутон, 1966, с. 225).

В районах, прилегающих к оз. Ньяса, в грабенообразной впадине Замбези в широкой долине Луангва отложения нижнего Карру залегают на холмистом основании докарруских образований. Нижняя часть разреза, параллелизуемая с осадками Экка, изучена относительно слабо. Мощность бофортских отложений достигает 1200 м. Большая часть найденных здесь форм рептилий хорошо сопоставима с *Endothiodon* и *Cistecephalus* нижнего Бофорта Южной Африки. Нижнебофортские красные мергели с ископаемыми костями несогласно перекрываются конгломератами, гравелитами и песчаниками с ископаемой древесиной. Из средней части этой толщи определены *Dadoxylon sclerosum* и многочисленные виды пластинчатожаберных, которые ранее были известны из слоев Стормберг верхнего Карру.

У западного побережья оз. Ньяса известен ряд изолированных выходов, представляющих собой, вероятно, останцы некогда обширной области распространения карруских осадков. Отложения нижнего Карру венчаются здесь слоями Чивета (розовато-лиловые и пурпурные аргиллиты), из которых описаны амфибии, аномодонты и горгонопсии, принадлежащие нижнему Бофорту. Свита Стормберг на нижнебофортских образованиях залегают несогласно (Хоутон, 1966). Восточнее оз. Ньяса отложения Карру представлены аналогами свит Экка и нижнего Бофорта. Последние сложены серыми и красными глинистыми сланцами с многочисленными черепами и костями эндотиодонтов и дицинодонтов. Северо-восточнее Ньясы и севернее, между оз. Танганьика и Индоокеанским побережьем Африки, имеется несколько районов развития отложений Карру, для которых разработан ряд стратиграфических схем, показывающих, что накопление карруских осадков происходило преимущественно в эпохи Экка и ранний Бофорт.

В грабенообразном прогибе Рухуху слои Карру объединяются в свиту Сонгеа. В основании Карру здесь залегают конгломераты и песчаники, которые перекрываются нижней угленосной толщей (светлыми гравелитистыми полевошпатовыми песчаниками с прослоями сланцев, пластами углей, линзами ожелезненных пород). Выше залегают грубозернистые песчаники, пестрые мергели и аргиллиты. Верхняя угленосная толща содержит многочисленные флористические остатки, указывающие на экскский возраст пород. Далее следуют слои Рухуху (песчаники, алевролиты, сланцы, несогласно перекрываемые так называемым «нижним костеносным слоем», эквивалентным слоям Чивета (нижний Бофорт). В свою очередь, костеносный слой несогласно перекрывается песчаником Кингари с прослоями красных аргиллитов и слоями Манда, включающими остатки фауны рептилий, лабиринтодонта и других, указывающими

на частично стормбергский возраст отложений (Хоутон, 1966).

В прогибе Рухва в юго-восточной части Тапзании и в соседних районах (Сангва — Нкана) отложения системы Карру представлены конгломератами, угленосными слоями и песчано-глинистыми образованиями. Эти породы достаточно определенно сопоставляются с ярусами свиты Сангва и сформировались до отложения слоев Рухуху (в предбофортское время).

Севернее, на территории Кении, отложения Карру встречаются у Индоокеанского побережья, где они протягиваются в виде полосы шириной около 50—60 км и сложены песчано-глинистыми осадками. Относительно их стратиграфического положения и объема единого мнения не сложилось. Dadoxylon sp. в песчаниках Мазерас (грубые гравелиты, песчаники, сланцы), залегающих в кровле Каррусского разреза, позволяют коррелировать эту толщу с верхами свиты Стормберг, тогда как подстилающие песчаники относятся к нижнему Карру. Три небольших выхода нижнего Карру имеется к северу от оз. Виктория.

Во впадине Конго отложения, соответствующие системе Карру, тяготеют к ее восточному борту, известны под названием свиты Лукуга и могут быть сопоставлены со свитами Двайка и Экка Южной Африки. Отложения, параллелизуемые со свитой Двайка, распространены достаточно широко и представлены ледниковыми и ледниково-водными образованиями. В бассейне верхнего течения р. Конго накапливались осадки верхнего яруса свиты Лукуга — песчаники, сланцы серой и черной окраски, угли. Выше залегают пестрые песчано-глинистые породы с прослоями углей. В основании пестроцветной толщи обычно находятся конгломераты. Осадки Лукуга содержат остатки глоссоптериевой флоры и считаются позднепалеозойскими. Перекрываются они отложениями поздней юры. Перерыв в осадконакоплении охватывает, по-видимому, интервал от конца перми до маламья.

Отложения нижнего Карру известны в бассейне нижнего течения р. Конго между долинами рек Луи и Кванза, где они представлены красными тиллитами и перекрываются местами железистыми песчаниками и черными сланцами. В долине Лутоэ ледниковые осадки вверх по разрезу сменяются песчаниками, содержащими фауну ранне- и среднебофортского облика. Верхнюю часть разреза составляют послебофортские осадки.

К северу от Южной и Экваториальной Африки, на территории, расположенной севернее условной линии Камерун — восточная оконечность п-ова Сомали, палеозойские отложения распространены неравномерно. Раннепалеозойские преимущественно песчано-глинистые мелководные образования приурочены к западной и северо-западной части рассматриваемого региона. В средней и восточной части Северной Африки и на значительных площадях Аравийского полуострова господствовали

континентальные условия осадкообразования. В среднем палеозое в целом произошло расширение области континентальной денудации, распространившейся на Аравию и территорию южнее р. Нигер. В конце раннекаменноугольного времени Северная Африка была вовлечена в поднятия и к началу позднего палеозоя, который может быть сопоставлен с началом периода Карру, вся Северная Африка, за исключением узкой полосы вдоль ее средиземноморского побережья и северной и восточной Аравии, представляла собой приподнятую сушу.

Во второй половине среднего карбона средиземноморская окраина Северной Африки испытала кратковременную трансгрессию. Позднекаменноугольные красноцветные и гипсоносные толщи накапливались в ряде остаточных депрессий (Колон-Бешар, Форт-Полиньяк, Феэцаи). Седиментация красноцветных и гипсоносных толщ продолжалась, вероятно, и в ранней перми. Морские пермские отложения (верхняя пермь) известны лишь в Южном Тунисе и представляют собой выход площадью всего в несколько квадратных километров (Меньшиков, 1956). Верхнепермские песчано-карбонатные отложения содержат богатую и разнообразную фауну.

Рассмотренные материалы показывают, что прогибание и погружение Южной и Экваториальной Африки, начавшиеся, по-видимому, в среднем карбоне, в конце перми сменились нисходящими движениями. Свита Бофорт имеет довольно ограниченное распространение, часто представляется только своими нижними горизонтами или отсутствует вовсе (Трансвааль, Южная Родезия, Замбия, Намибия, Заир) и повсеместно, за исключением южной части синеклизы Карру, со стратиграфическим несогласием перекрывает нижнекарруские отложения.

Выше отмечалось, что восточная часть Северной Африки в течение всего палеозоя была сушей, подверглась континентальной эрозии и посттриасовые отложения на огромных площадях (в Западной Аравии, Южном Египте, Судане, Эфиопии, Сомали и др.) ложатся непосредственно на докембрийские породы. Продолжительность стратиграфического перерыва последовательно сокращается с продвижением на запад и север. В районах развития посттассилийских отложений (средняя часть Северной Африки) послетриасовые осадки перекрывают раннекаменноугольные породы. По мере приближения к средиземноморскому побережью континента полнота стратиграфического разреза в целом постепенно восстанавливается.

Таким образом, можно констатировать, что в Северной Африке стратиграфический перерыв, разделяющий палеозойские и мезозойские отложения, характеризуется скользящими границами. В Экваториальной и Южной Африке общерегиональное значение имеет стратиграфическое несогласие, разделяющее верхний и нижний отделы системы Карру и приуроченное к концу перми -- началу триаса. В это время вся платформа,

кроме прибрежной средиземноморской окраины и южной части синеклизы Карру, оказалась приподнятой выше уровня Мирового океана и подверглась континентальной эрозии.

Высокое гипсометрическое положение платформы еще сохранялось во второй половине триаса — лейасе, но уже ясно проявились тенденции к погружению и прогибанию. В рэт-лейасе, как известно, накапливались слои Стормберг. Распространение свиты Стормберг в значительной мере определялось структурами, унаследованными от нижнего Карру. В конце доггера на северной окраине Африканского континента начинается трансгрессия. Правда, в северной части Аравийского полуострова погружения были отмечены в тоаре, в Восточно-Аравийском перикратонном прогибе морские раннеюрские отложения подстилаются морскими же триасовыми, но на юге Аравии морские осадки появляются лишь в мальме. В южной части синеклизы Руб-Эль-Хали морские позднеюрские отложения перекрывают пермские и более древние породы.

В конце лейаса — доггере произошло погружение восточных районов Африки — п-ова Сомали и прибрежной полосы Танзании и Мозамбика. Прогибания распространились на внутренние районы платформы — здесь закладываются впадины Таудени, Чад, Суданские. Продолжается осадконакопление в унаследованных синеклизах Конго и Калахари.

В раннем мелу погружения охватили западное побережье Африки и, наконец, в позднемеловую эпоху море проникло в глубь континента, образовав два меридиально вытянутых бассейна — Таудени и Чад. В позднем мелу началось воздымание Восточной Африки. И хотя в первой половине палеогена море занимало по существу ту же площадь, что и в позднем мелу, в олигоцене воздымание стало всеобщим.

На южном побережье Африки (между Кейптауном и Ист-Лондоном) третичные отложения представлены в основном известняками. Обломочные породы имеют подчиненное значение. Остатки фораминифер указывают на позднеэоценовый возраст пород. Более молодые третичные отложения имеют мио-плиоценовый или плиоценовый возраст и несогласно перекрывают нижнемеловые образования.

Далее на север вдоль Индоокеанского побережья Африки обнаружены маломощные песчано-глинистые отложения (район Уола), содержащие раннемиоценовую фауну. Сходный фаунистический комплекс содержат третичные осадки по рекам Мапута и Тембе, в районе городов Лоренсу-Маркиш, Иньярриме, Иньямбане, на площади, прилегающей к г. Бейра, и третичные породы ряда других прибрежных обнажений, расположенных на территории Мозамбика и севернее. Около Иньямбане имеются выходы предположительно плиоценовых известняков. Неогеновые отложения перекрывают различные горизонты более древних осадков вплоть до эоценовых (например,

в разрезе горы Иньянга). Есть основания полагать, что неогенные морские отложения пользуются широким распространением под покровом четвертичных осадков.

Морские третичные отложения Южной Танзании в районе Линди и Килвы накапливались в палеоцене — нижнем-среднем эоцене и сложены песками, глинами и известняками. На восточном берегу р. Линди установлены также верхнеэоценовые, олигоценовые и нижнемиоценовые слои. Нижнемиоценовые образования имеются в районе Дар-Эс-Салама, на кенийском побережье у Малинди. Они представлены известняками и песчано-глинистыми осадками и перекрываются плиоценовыми обломочными породами. По С. Г. Хоутону (1966), позднемиоценовые и палеогеновые слои на территории Кении отсутствуют. Надо, однако, заметить, что стратиграфическое положение отдельных горизонтов и толщ этого региона до сих пор является предметом обсуждения и еще далеко не во всех случаях найдены положительные решения.

В конце эоцена фиксируется общее поднятие территории Сомалийского полуострова и «морские осадки олигоцен-миоцена, в противоположность эоценовым и более древним, развиты уже только узкими полосами вдоль берегов Аденского залива и Индийского океана...» (Хаин, 1971).

Покинем теперь восточное побережье Африки и обратимся к Атлантическому, прослеживая выходы третичных пород в том же порядке — с юга на север. Третичные отложения к северу от Кейптауна вскрываются в обнажениях древних террас и являются останками некогда более широко распространенных осадков. Относительно древние террасы принято считать миоплиоценовыми. По описаниям, наиболее древние третичные террасы находятся на высоте 100 м над уровнем моря. Из отложений террасы, расположенной на высоте 39 м около Богенфелса, описана эоценовая (?) фауна.

Севернее, вдоль побережья Анголы, третичные осадки установлены во многих пунктах. Стратиграфия третичных отложений этих районов рассматривалась Э. Дартвелем (Хоутон, 1966). Стратотипичный разрез описан у Ландау, где вскрывается палеоцен, эоцен и миоцен. На границах между перечисленными ярусами присутствуют конгломераты. Олигоценовые слои из разреза выпадают.

Выходы палеоценовых и эоценовых пород имеются в районах Мосамедиша, Амбриша, в бассейне р. Конго. Эоценовые осадки в сравнении с палеоценовыми имеют более ограниченные площадные распространения. В бассейне р. Кванза мощность эоценовых пород по данным бурения достигает 800 м. Представлены они известняками и мергелями и несогласно перекрываются миоценовыми осадками.

Миоценовые образования занимают относительно большие территории. Хорошие обнажения известны в окрестностях Пор-

ту-Алешандри, Кабо-Негро, в бассейне р. Кванза, в районах Амбриша, Кабинды. Породы фациально изменчивы. Обычно это известняки, мергели и песчано-глинистые слои. Мощность осадков в бассейне р. Кванза до 2000 м.

Севернее бассейна нижнего течения р. Конго известны отдельные выходы эоценовых песчаников и известняков (Порт-Жантиль). Истинное представление о распространении третичных отложений, вероятно, будет получено после проведения буровых работ.

В прибрежной части Камеруна (районы Двала, долина Уруи) третичные песчаники, мергели и известняки имеют мощность около 1000 м. В изученных разрезах присутствует палеоценовая и ранне-среднеэоценовая фауна. В Того и Дагомее морские карбонатно-терригенные осадки палеоцена, нижнего и среднего эоцена несогласно перекрываются неогеновыми.

Толща третичных глинистых сланцев и песчаников с морской фауной занимает прибрежные районы Нигерии. Ее мощность превосходит 1300 м, возраст — палеоцен-эоценовый, выше трансгрессивно залегают песчаники с растительными остатками.

Палеоцен-эоценовое море проникало далеко в глубь платформы: на северо-западе Нигерии (р. Сокото) морские отложения представлены песчано-глинистыми и известковистыми породами, нередко загипсованными. Далее море протягивалось на территорию Республики Нигер и Мали. Пермотриасовые отложения здесь, по-видимому, почти полностью отсутствуют, средне-мезозойские осадки сложены красноцветной терригенной толщей, поздне-мел-раннепалеогеновые — морской карбонатно-терригенной, послесреднеэоценовые — континентальной обломочной. Вероятно, в конце мезозоя — начале кайнозоя море проникло и в синеклизу Чад, но в дальнейшем здесь восстанавливается континентальный режим осадконакопления.

На побережье Гвинейского залива, в южной части Догомеи, Того и Ганы морские поздне-мел-эоценовые отложения представлены известняками, мергелями и песчаниками. На значительном протяжении океанского берега Ганы выходы третичных пород не известны и появляются вновь на побережье Берега Слоновой Кости. Сложены они песчано-глинистыми породами с фауной, характерной для нижнего эоцена (*Cardita planicosta*, *Sycum bilbiforme* и др.). Здесь же выделяются палеоценовые слои и неогеновые, но олигоцен отсутствует.

В Сьерра-Леоне, Либерии и Гвинее третичные осадки сложены гравелитами и песками с прослоями глин. Последние содержат остатки эоценовых рыб. Эоценовые отложения несогласно перекрываются четвертичными. Предположительно эоценовый возраст имеют мергели Бисау.

В прибрежной полосе Сенегала, Гамбии и Мавритании в основании разреза третичных пород залегают известняки, далее следуют мергели, глауконитовые и фосфоритоносные пески с

пропластками известняков, мергели и известняки. Нижние карбонатные горизонты формировались в палеогене, вышележащая толща — в нижнем и среднем эоцене. Затем произошло отступление моря. Новая трансгрессия началась, по-видимому, в конце плиоцена. Ей предшествовало накопление неогеновых, преимущественно континентальных слоев.

Рассмотрение средиземноморской окраины Африканской платформы следует начинать с бассейна Мзаб-Радамес. Седиментационный бассейн Мзаб-Радамес занимает северо-западную часть платформы и располагается на территории Алжира, Туниса и Западной Ливии. Платформенный чехол на этой площади распадается на два разделенных поверхностью несогласия этажа — палеозойский и мезозой-третичный. В современной структуре рассматриваемого района выделяется ряд крупных поднятий и впадин, кристаллический фундамент которых опущен до глубин 4000—6000 м. Часть впадины (Колон-Бешар, Уэд-Миа, Низкой Сахары, Большого Восточного Эрга, Хамра, Мурзук) заполнена палеозойскими и мезозойскими толщами, другая — только палеозойскими. Мощность послепалеозойских отложений по северной периферии бассейна Мзаб-Радамес достигает местами 4000 м. В северной и восточной части бассейна имеются триасовые и юрские отложения, в юго-западной — в основании мезозойского разреза залегают меловые. Нижнемеловой комплекс осадков сложен в основном пестроцветными континентальными фациями, морские и лагунные слои появляются в его кровле. Верхнемеловые образования представлены мергелями, доломитами, известняками, гипсоносными терригенно-карбонатными породами. Палеоценовые и нижнеэоценовые по сравнению с подстилающими меловыми распространены значительно меньше. Среднеэоценовые сохранились от размыва лишь в отдельных северных бассейнах Мзаб-Радамес — это лагунные терригенные и эвапоритовые отложения. Затем последовал перерыв в осадконакоплении. Вышележащая песчано-глинистая толща имеет, вероятно, неогеновый возраст. Четвертичные осадки сложены преимущественно песками.

В Юго-Западной Ливии (впадина Мурзук) антропогеновые пески ложатся непосредственно на раннемеловые песчаники. Аналогичные стратиграфические соотношения имеют место в Юго-Восточной Ливии и смежных районах Республики Чад (синеклиза Куфра). На северном борту синеклизы известны верхнемеловые и палеогеновые известняки.

Значительную площадь Северной Ливии занимает синеклиза Сирга. Бурением доказано, что позднемеловые осадки подстилаются здесь предположительно раннепалеозойскими кварцитами. В позднем мелу эти районы подверглись затоплению. Регрессия моря началась в среднетретичное время.

В Египте (Нижне-Нильская впадина) в мезозое и палеогене накапливались мелководные морские осадки. Р. Саид (1965)

объединяет их в средний карбонатный комплекс, залегающий между нижним и верхним кластическими комплексами. Средний карбонатный комплекс отвечает максимальной трансгрессии позднего мела — среднего эоцена. Базальные слои комплекса представлены пестрыми песчаниками, выше следуют глины, мергели, известняки, мел. Палеоценовые слои сложены глинистыми сланцами и мелоподобными известняками, эоценовые — известняками и мергелями. Литолого-палеонтологические особенности верхнеэоценовых образований «свидетельствуют об осадконакоплении в условиях быстро отступавшего и исчезающего моря». Воздымание суши продолжалось в начале олигоцена. Олигоценовые отложения отсутствуют, вероятно, почти повсеместно. Именно этот стратиграфический рубеж и принят за естественную границу между средним карбонатным и верхним кластическим комплексами. Это «время было отмечено вулканической деятельностью, сопровождалось значительными подвижками земной коры, в результате которых образовался грабен Красного моря. Расплавленная магла проникла в породы самого различного возраста, но исключая более молодые» (Саид, 1965, с. 25). Мюоценовые осадки имеют изменчивый литолого-фациальный состав и несогласно перекрывают меловые и палеогеновые породы.

Расположенная восточнее Синайско-Сирийская область характеризуется большими мощностями меловых и раннепалеогеновых образований. В основании этой толщи залегают песчано-глинистые породы. В поздне меловую эпоху здесь накапливались карбонатные осадки (известняки, мел, доломиты). В палеогене преобладающее значение вновь приобретают обломочные породы. В конце эоцена Синайско-Сирийская область испытала инверсию и неогеновые отложения несогласно перекрывают эоценовые и более древние образования.

В Саудовской Аравии (в рамках Восточно-Аравийского перекратонного опускания, по В. Е. Хаппу (1971)) в разрезе мезокайнозойской толщи устанавливается ряд стратиграфических перерывов, в том числе отмечается частичное выпадение олигоцена.

Заканчивая па этом краткий обзор прибрежных районов и районов, подвергавшихся в мезокайнозойское затоплению морем, обратимся к рассмотрению внутренних областей Африканской платформы, не испытывавших трансгрессии. Представляется логичным акцентировать внимание на характере разрезов континентальных третичных осадков внутренних впадин, поскольку данные о строении морских отложений определенно указывают на среднетретичную общерегиональную регрессию и связанный с нею общерегиональный стратиграфический перерыв.

Во внутренних районах Южной Африки (исключая впадину Калахари) континентальные третичные отложения, по-видимому, отсутствуют, и четвертичные пески, гравелиты и осадки

заболоченных низин ложатся на более древние образования. На территории Анголы имеются третичные аллювиальные и эоловые отложения. В Северо-Восточной Анголе древнейшие гравелиты относятся к миоцену.

Третичные и предположительно третичные континентальные отложения широко распространены в синеклизе Калахари. Они разделены рядом эрозионных поверхностей, стратиграфическое положение которых не всегда может быть установлено наверняка. Л. Каэн и Ж. Леперсон (Хоутон, 1966) рисуют следующую последовательность третичных слоев и их соотношение с подстилающими породами (сверху вниз):

Четвертичные отложения

Новейшие переотложенные пески

Красные пески типа Калахари

Ожелезненные песчаники и галечники

Плейстоценовая эрозионная поверхность

Кремни

Красные пески типа Калахари

Плиоцен?

Позднетретичная эрозионная поверхность

Пески Калахари

Среднетретичная эрозионная поверхность

Раннетретичная эрозионная поверхность

Пески с вертикальными ходами

Окремненные породы с фауной } Слои Ботлетле

Позднемеловая эрозионная поверхность.

В синеклизах Окаванго-Конго на позднемеловой поверхности денудации залегает свита полиморфных песчаников (пески, песчаники, а также известняки, латериты, кремненные породы). По данным тех же авторов, возраст свиты полиморфных песчаников раннетретичный, поскольку породы подверглись среднетретичной денудации. В углублениях этой поверхности сохранились останцы свиты желтых песков. Желтые пески подверглись позднетретичной эрозии и их возраст оценивался как послемiocеновый. Аналогичные «пески» распространены в Северо-Восточной Анголе.

* Восточнее синеклиз Калахари — Окаванго — Конго, северо-западнее оз. Ньяса описана пачка озерных песчано-глинистых осадков, несогласно перекрывающих динозавровые слои нижнего мела. Ф. Дикси (Хоутон, 1966) полагает, что эта толща могла формироваться в интервале от миоцена до антропогена включительно. Фауна позвоночных позволяет датировать слои Чивендо этой толщи плиоценом.

В районе озер Альберт и Эдуард древнейшие третичные отложения представлены песчаниками, глинами, галечниками, прослоями лимонитизированных пород и костеносным слоем. Эта 100-метровая толща несогласно налегает на конгломераты

неизвестного возраста. Фаунистические остатки указывают, по-видимому, на миоценовый возраст пород. Предположительно миоценовые отложения перекрывают кристаллический фундамент в районе Бутиабы (восточный берег оз. Альберт, Уганда). Здесь же, на восточном и южном побережье оз. Альберт, присутствуют песчано-глинистые отложения с пропластками лигнитов, известняков гипсов, галечников, относимые на основании палеонтологических находок или предположительно к позднеплиоцен-плейстоценовым.

Третичные осадки на восточном побережье оз. Виктория и на западном оз. Рудольфа отличаются пестрым литологическим составом и содержат разнообразную миоценовую фауну (острова Русинга, Морвангану, район залива Кавирондо, оз. Виктория и многие другие).

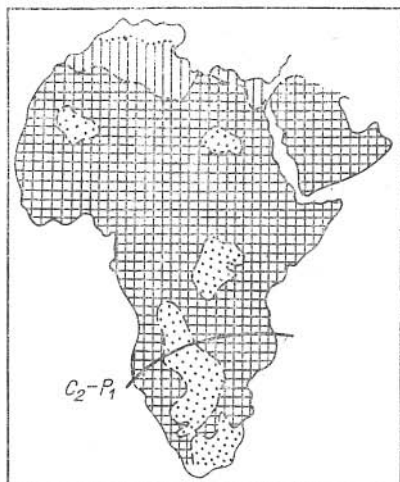
За пределами рифтовой долины (к востоку от нее) третичные отложения имеют чрезвычайно ограниченное распространение. Относительно небольшие выходы этих пород известны в Уганде и Кении. Как правило, это обломочные и грубообломочные осадки, залегающие на поверхности среднетретичного пещеплена.

Во впадине Чад, по крайней мере в ее юго-западной части, на отложениях верхнего мела залегает более чем 300-метровая толща преимущественно песчаных пород, несогласно перекрываемая древними аллювиальными отложениями. С. Г. Хоутон (1966) допускает плейстоценовый возраст песчаной толщи. На южной окраине впадины наблюдается налегание четвертичных осадков на размытую поверхность третичных. Третичные континентальные отложения занимают значительные пространства к западу от впадины Чад. В восточном Мали это ранне- и среднетретичные образования. В районе р. Сокато континентальная свита Гванду (глины, песчаники, гравелиты), считающаяся миоценовой, несогласно перекрывает эоценовые и меловые слои.

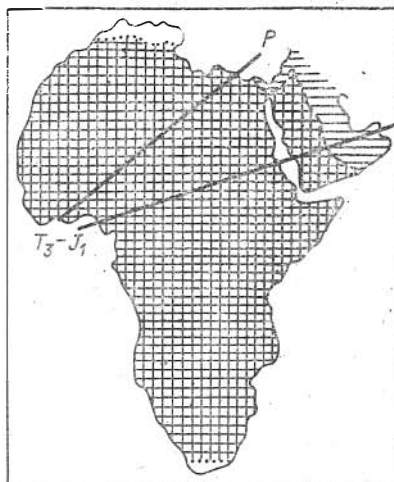
Рассмотренный материал дает основание для выделения по меньшей мере двух общеафриканских стратиграфических перерывов — в конце палеозоя — начале мезозоя и в среднетретичное время. В самых общих чертах представляется следующая генерализованная последовательность вертикальных эпейрогенических движений Африканской платформы в посткапское время.

В среднем палеозое Южная и Экваториальная Африка представляли собой приподнятую область. В позднем палеозое началось опускание и прогибание этой области, приведшее к образованию ряда крупных синеклиз (Карру, Калахари-Окаванго, Конго) и грабенообразных прогибов, в которых накапливались преимущественно континентальные и сероцветные обломочные толщи. Во второй половине перми темпы погружения и прогибания заметно понизились и сменились затем положи-

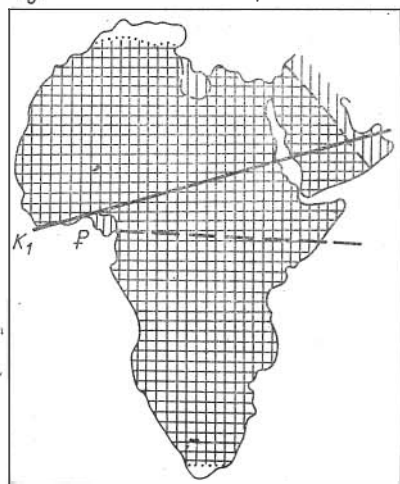
C_1-P_1 Палеоширота 60° ю.ш.



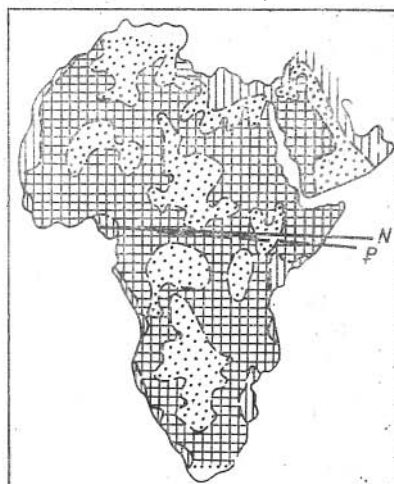
T_{1-2} Палеоширота 0°



P_3 Палеоширота 0°



$N-Q$ Палеоширота 0°



тельными вертикальными движениями. Это привело к сокращению площадей распространения нижних горизонтов свиты Бофорт по сравнению с распространением свиты Экка и их аналогов и к последующему выпадению из разреза среднего и верхнего Бофорта. В Северной Африке в позднем палеозое происходила седиментация в основном красноцветных и континентальных отложений, которые отделяются несогласиями от ниже и вышележащих образований.

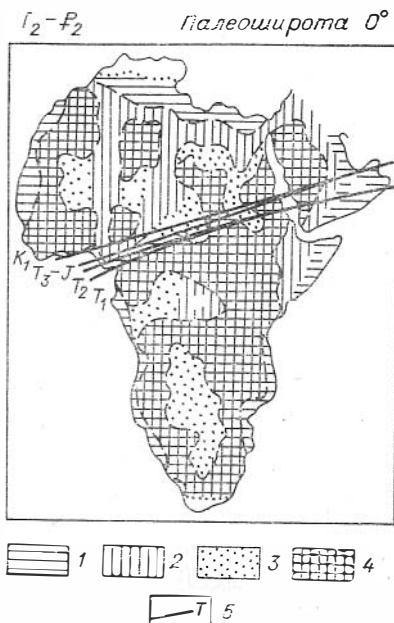


Рис. V.3. Палеотектоническая обстановка и палеомагнитные широты Африканской платформы в посткапское время.

1 — области устойчивого погружения платформы; 2 — области развития преимущественно мелководных морских и лагунных отложений; 3 — области континентального осадконакопления; 4 — области устойчивого поднятия платформы; 5 — палеомагнитные широты различных геологических эпох.

С ранним мезозоем сопряжено высокое гипсометрическое положение Африканской платформы. Но уже в позднем триасе возобновились прогибания и погружения — первоначально в рамках унаследованных от позднего палеозоя отрицательных структур, затем погружения охватили северные и восточные и, наконец, западные прибрежные районы континента. Меловая трансгрессия отмечена почти повсеместно по периферии материка, однако уже со второй половины мелового периода начинается отступление моря, закончившееся среднетретичной регрессией и денудацией, сопоставимой по своим масштабам с позднепермь-раннемезозойской. Высокое гипсометрическое положение платформы сохранялось по существу в неогене и антропогене.

Генерализованная последовательность эпейрогенических движений Африканской платформы иллюстрируется палеотектоническими схемами (рис. V.3).

Горизонтальные перемещения Африканской платформы по палеомагнитным и геологическим данным в посткапское время

По материалам палеомагнитных исследований в посткапское время (постмиссисипское, цостраннекаменноугольное) Африканская платформа переместилась из области антарктических и средних широт южного полушария в экваториальную область (см. рис. V.3). Естественно ожидать, что такое перемещение оставило глубокий след в геологической истории континента.

Краткий обзор геологии Африки дан в предыдущем разделе. Для реконструкции палеоклиматов остается добавить немного. В позднем палеозое южная часть Африки подверглась мощному материковому оледенению. Ледниковые и водно-ледни-

ковые образования слагают свиту Двайка и прослеживаются от южной окраины материка до Анголы и Восточного Конго, достигая и даже переходя современный экватор. Вверх по разрезу они сменяются терригенными и угленосными отложениями. На севере Африканской платформы среднекаменноугольно-раннепермские образования имеют ограниченное распространение и сложены преимущественно красноцветными континентальными породами, нередко гипсоносными.

Нетрудно убедиться, что такое распространение литологических типов осадков прекрасно согласуется с палеогеографическим положением материка, восстановленным по палеомагнитным данным. Широкое развитие ледниковых фаций отмечается на $80-50^{\circ}$ ю. ш., тогда как на севере континента на палеоширотах $10-20^{\circ}$ ю. ш. господствовал теплый, местами определенно засушливый климат. Палеонтологические данные — гапгамо-глоссоптериевая холоднолюбивая флора и характерная гондванская фауна на юге материка; фузулины, литонии, рихтофении и другие теплолюбивые формы на севере — дополнительно подтверждают правильность палеомагнитных реконструкций.

Во второй половине пермского — начале триасового периода на Африканской платформе намечаются черты существенных перемен. На юге континента наблюдается смена темносерой окраски пород свиты Экка на красноватую свиты Бофорт и ее аналогов, появляются многочисленные местные стратиграфические перерывы, сокращаются площади седиментации. В силу этих причин распространение свиты Бофорт, особенно ее верхней (конец перми — первая половина триаса) части, оказывается весьма ограниченным. Она, например, отсутствует в Юго-Западной Африке, Трансваале, Южной Родезии, Замбии и др. Вышележащая свита Стормберг (рэт — лейас) перекрывает свиту Бофорт и более древние породы со стратиграфическим несогласием.

Северная часть платформы в поздней перми и по существу «вплоть до начала мелового периода... подверглась континентальной эволюции», которая сопровождалась широким развитием денудационных процессов (Меньшиков, 1956). Триасовые отложения известны только на крайнем севере платформы севернее широты северного тропика и на Аравийском полуострове и представлены в основном красноцветными образованиями и эвапоритами (соли, гипсы). Морские карбонатные отложения (в том числе и позднепермские) установлены в прибрежных восточных районах Средиземноморья и в Центральной и Восточной Аравии.

Красноцветные континентальные осадки накапливались в период формирования свиты Стормберг. Прекрасные разрезы горизонтов Ред-Бедс (Красные слои) имеются в районе Эллюта (Южная Африка), где их мощность достигает 500 м, в Северо-Западном Лесото (60 м) и др.

Седиментация континентальных красноцветных отложений в юрском периоде происходила на территории Сахары, в Восточной Африке, синеклизе Конго. В конце лейаса — мальме в окраинных районах платформы они замещаются терригенно-карбонатными морскими осадками. Юрские эвапориты установлены в Марокко, на юге Туниса, в Триполитании, Северном Сомали, на юге Танзании и Ганы.

Меловые континентальные красноцветные образования покрывали обширные пространства Сахары, известны во впадине Конго и Калахари (на юге). Карбонатно-терригенные раннемеловые осадки накапливались по периферии Африканской платформы на западе и широкой полосой на севере и востоке, протянувшейся от Северного Алжира до Египта и далее через восточную часть Аравийского полуострова, п-ов Сомали до Мадагаскара и Мозамбика. В позднемеловую эпоху море проникает в глубинные районы Сахары (впадины Таудени, Чад) и, вероятно, синеклизу Конго, но уже в конце мелового периода во внутренних районах платформы повсеместно восстанавливается аккумуляция континентальных красноцветных песчано-глинистых образований. Неоднократно в меловое и третичное время возникали условия, благоприятные для формирования эвапоритов. Меловые эвапориты известны в Северном Алжире (Колон-Бешар), Египте, Сомали, Южной Африке, Анголе, Габоне и др., третичные — в Марокко, Тунисе, Египте, Сомали, Мозамбике, в бассейне р. Нигер. Неогеновые бокситы найдены в Восточной Африке (от экватора до широты южного тропика), в бассейне р. Нигер.

Положение четвертичных климатических поясов, несмотря на многократные чередования аридных и плювиальных условий, в общих чертах отвечает современному.

Выполненный обзор материалов по литологии осадочных пород Африканской платформы позволяет заключить, что в мезозойскую эру этот регион целиком располагался в области жаркого климата — по периметру Африканской платформы постоянно отмечается присутствие солей, гипсов, карбонатных осадков, во внутренних районах платформы распространены красноцветные терригенные отложения. По палеомагнитным данным Африка располагалась в области тропического и субтропического климата между 35° южной и 35° северной широты (см. рис. V.3).

Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Африканской платформы в посткапское время

Палеомагнитная изученность отложений нижнего Карру чрезвычайно слабая. Подстилающие образования Капской системы по существу не изучались. Поэтому, говоря об устойчи-

вом палеоширотном положении Африканской платформы в среднем карбоне — начале перми, имеется в виду, что сегодня остаются неизвестными структура раннекаррусской группировки полюсов, ни тем более их соотношение с капскими ($S_2 - C_1$) полюсами. Тем не менее мы не погрешим против истины, если укажем, что в среднем карбоне — начале перми Экваториальная и Южная Африка, ранее представлявшие собой возвышенную область, были охвачены прогибаниями, которые привели к образованию синеклиз Карру, Калахари-Окаванго, Конго и ряда крупных грабенообразных прогибов. На большей части Северной Африки господствовала денудация и только в отдельных остаточных депрессиях (Колон-Бешар, Полиньяк, Феццан) происходила седиментация преимущественно красноцветных аридных образований.

Во второй половине перми — начале триаса резко изменилось географическое положение платформы — из области антарктических и низких широт южного полушария она переместилась в экваториальную область. И, вероятно, не случайно конец перми — начало триаса явились эпохами подавления седиментационных процессов на всей территории этой крупнейшей древней платформы.

Мезозойские отложения почти повсеместно перекрывают верхнепалеозойские толщи со стратиграфическим несогласием. Первоначально мезозойское осадконакопление возобновилось и контролировалось контурами структур, сформировавшихся в раннем Карру. Это нашло свое отражение как в распределении раннемезозойских осадков свиты Стормберг, так и в самом факте отнесения свиты к системе Карру. Переработка унаследованных и формирование новых структурно-тектонических элементов наиболее ярко проявились в прогибании и погружении окраинных районов Африканской платформы. Уже в конце лейаса нисходящие движения стали доминирующими на востоке континента. В раннем мелу ими была охвачена по периметру вся платформа. Во внутренних районах Африканской платформы в мезозое формируются синеклизы Таудени, Чад, Суданские. Возобновилась аккумуляция в унаследованных впадинах Конго и Калахари-Окаванго. В позднем мелу началось воздымание Восточной Африки, постепенно распространившееся на весь материк. По палеомагнитным данным в мезозое — начале кайнозоя платформа занимала устойчивое экваториальное положение. Ее перемещение (поворот) намечилось в раннем кайнозое. Параллельно осуществляется регрессия моря и континентальная эрозия. Судя по палеомагнитным материалам, перемещение Африканской платформы в основном завершилось к позднему кайнозую (см. рис. V.3).

Наблюдается определенная аналогия в характере вертикальных тектонических движений рассматриваемого региона в начале мезозоя и в позднем кайнозое. В обоих случаях пере-

мещение и последующий переход к устойчивому относительно полюса положению еще совпадает с моментом высокого гипсометрического стояния континента.

*

*

*

Таким образом, в посткапской истории платформы можно выделить мезозой-эоценовый период ее прогибания и устойчивого положения относительно полюса (240—50 млн. лет) и ограничивающие этот период эпохи воздымания и направленного и ускоренного перемещения региона: конец перми — начало триаса (265—240 млн. лет) и конец эоцена — начало миоцена (50—12 млн. лет). Нижнекарруское время можно рассматривать как предшествующий период (или часть периода) устойчивого палеоширотного положения Африканского материка и его прогибания, постсреднетретичное — как начало новейшего периода.

Приурочивая рубежи палеомагнитных и геонимических этапов к середине эпох ускоренного и направленного перемещения, для Африканской платформы можно говорить о трех этапах — позднепермь-палеогеновом (255—40 млн. лет), допозднепермском (?—255 млн. лет) и постпалеогеновом. Геонимические этапы Африканской платформы характерно сдвинуты во времени относительно этапов северных платформ.

2. СЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ АФРИКИ

Герциниды Капской области и Атласа

В отличие от платформ северного полушария, охваченных по периметру разновозрастными складчатыми системами, древняя Африканская платформа граничит со складчатыми областями только на крайнем юге и крайнем севере.

На юге располагается Капская герцинская складчатая система. Породы догерцинского основания капид представлены позднедокембрийскими образованиями. Формирование герцинского геосинклинального комплекса началось, по-видимому, в силуре (отложения капской системы). Слабые орогенические движения в конце среднего палеозоя (конец девона — ранний карбон) сопровождалось подъемом региона и перемещением области прогибания в сторону платформы. Здесь, на стыке Капских гор и платформы, в южной части синеклизы Карру накапливались нижнекарруские молассоидные отложения. Складчатые движения конца перми — начала триаса завершили формирование Капской складчатой системы.

Складчатая область атласид занимает северо-западный выступ Африканского континента и граничит на юге с Африканской платформой. Она имеет линейно-вытянутую форму и отличается значительной сложностью геологического строения. Вероятно, поэтому в трактовке геологической структуры и истории этой области остается еще много неясного и спорного (Шуберт, Фор-Мюре, 1964; Муратов, 1969; Леонов, 1973).

Большинство исследователей рассматривает Атласскую область (за исключением Северной зоны) в качестве эпигерцинской платформы (Шуберт, Фор-Мюре, 1964). В пределах последней метаморфические комплексы догерцинского основания имеют ограниченное распространение. Несомненной областью герцинского орогенеза и консолидации являются Марокканская и Оранская Месеты. Ю. А. Шуберт и А. Фор-Мюре противопоставили эти блоки с недислоцированным мезокайнозойским чехлом Южной зоне атласид и Среднему Атласу. Последние рассматриваются в качестве остаточных пластичных зон герцинид с деформированным чехлом и располагаются между более жесткими, частично гранитизированными и метаморфизованными выступами Марокканской и Оранской Месеты и Африканской платформой. В то же время надо заметить, что отнесение к герцинидам Сахарского и Тунисского Атласа носит гипотетический характер и достоверных сведений о домезозойских комплексах этого района не имеется.

На основании изложенного можно констатировать, что замыкание Капской складчатой системы совпадает с эпохой ускоренного и направленного перемещения Африканской платформы (конец перми — начало триаса). Осадочный чехол Атласской эпигерцинской платформы начал формироваться в триасе (континентальные и лагунно-морские осадки), вероятно, уже после указанной эпохи ускоренного и направленного перемещения.

Альпиды Атласа, Тавра, Омана и Загроса

Северная зона Атласской области представляет собой типичное альпийское сооружение с чрезвычайно широко развитыми миоценовыми тектоническими покровами, надвинутыми с севера на десятки километров. От прилегающей с юга области герцинской консолидации она отделена зоной передового прогиба.

Заложение альпийских геосинклинальных прогибов в Северном Атласе относится к триасу (Кер, 1973; Шуберт, Фор-Мюре, 1967). Аккумуляция собственно геосинклинальных толщ продолжалась до среднего эоцена. «Начиная с лютетского века (средний эоцен), комплексы мезозойского возраста были интенсивно деформированы. На севере породы лютетского яруса трансгрессивно залегают на породах кабийского или рифского лейаса, на юге Кабийская зона была ограничена поднятием,

которое отделило ее от Телльского прогиба (передового.— А. К.). Этим знаменовалось начало альпийской складчатости. В верхнем эоцене деформации усиливаются, Сахарский Атлас начинает сминаться в складки, затем деформируется Кабило-Рифская геоантиклиналь, которая надвигается на Телльский прогиб.

К концу олигоцена альпийское складкообразование достигает своего апогея. В течение нижнего и среднего олигоцена Кабило-Рифская геоантиклиналь была частично превращена в поднятую цепь» (Гланжо, Марсе, 1964, с. 340).

Образовавшиеся поднятия подверглись размыву и продукты их разрушения откладывались в межгорных впадинах и передовых прогибах, постепенно заполняя их обломочным материалом (молассы).

В миоцене возникли гравитационные покровы, в плиоцен-четвертичное время сформировались современные цепи Атласа и сопряженные с ними впадины.

Восточнее Туниса к побережью Средиземного моря выходят платформенные структуры, но на севере Аравийской плиты и по ее восточному краю располагаются альпийские складчатые сооружения Тавра, Загроса и Омана, отделенные от платформы Месопотамско-Оманским краевым прогибом.

Мегантиклинории Тавра и Загроса состоят из ряда антиклинорий и синклинорий, расположенных чаще всего кулисообразно. Характер ниже- и среднепалеозойских образований Загроса (карбонатные, терригенные и соленосные амагматичные и маломощные отложения) позволяет предполагать заложение альпийского геосинклинального прогиба Загроса на платформенном основании (Муратов, 1969).

В строении геосинклинального комплекса рассматриваемого района принимают участие отложения верхнего палеозоя (соответственно исключаются из комплексов доальпийского основания). При этом «характерно отсутствие сколько-нибудь значительного перерыва и углового несогласия между верхнепалеозойскими и нижнемезозойскими отложениями, образующими единую серию пород». Аналогичные соотношения имеют место на Памире, в Каракоруме, Западных Гималаях (Архипов, Муратов, 1966, с. 221). Позднепалеозойское воздымание Аравийской плиты сопровождалось прекращением осадконакопления в Месопотамии. В складчатой области Загроса глинисто-карбонатные отложения раннего карбона перекрываются глинисто-песчаными слоями вестфалия, но уже в перми возобновляется седиментация карбонатных осадков и море постепенно распространяется и покрывает всю восточную часть Аравийской плиты. В мезозое в Загросе, Месопотамии и Омани накапливались мощные терригенно-карбонатные и гипсоносные толщи (до 5000 м). Палеогеновая регрессия привела к тому, что вся Аравийская плита превратилась в область размыва и относи-

тельно маломощные олигоценовые осадки накапливались только в ее краевых частях, Месопотамии и Загросе. Складчатые движения среднего кайнозоя сопровождались формированием орогенного комплекса, представленного в основном неогеновыми молассами.

Таким образом, альпийское развитие Атласид, Тавра и Загроса может быть разделено на две крупных стадии: собственно геосинклинальную, охватывающую на северо-западе Африки мезозой и ранний-средний палеоген, в Тавре и Загросе — верхний палеозой — эоцен, и заключительную — орогенную, — сопровождаемую формированием горных систем, межгорных впадин и краевых прогибов, заполняемых осадками неогена, а также позднего олигоцена и антропогена. С этой стадией связано образование складчатых структур, надвигов и покровов, среди которых следует различать покровы тектонического и гравитационного происхождения; широкое развитие вулканизма (Муратов, 1969). Олигоценовое воздымание Африканской платформы и ее позднэоцен-миоценовые горизонтальные движения совпадают во времени с начальными фазами заключительной стадии геосинклинального развития альпид и сопряжены с интенсивными горообразовательными движениями и аккумуляцией молассовых отложений.

Суммируя известные данные о геологической истории прилегающих к Африканской платформе складчатых областей и данные палеомагнитных исследований, можно заключить, что формирование собственного геосинклинального комплекса капид на юге континента и герцинских атласид на севере в основном завершилось к концу раннего карбона.

В позднем палеозое — начале триаса в южной части впадины Карру, которая «может рассматриваться как передовой прогиб Капской складчатой системы» (Хайн, 1971, с. 440), и межгорных впадинах герцинид Атласа происходило накопление молассоидных образований. Вдоль северной и северо-восточной окраины Аравийской плиты в позднем палеозое были заложены древнейшие альпийские геосинклинальные прогибы.

Формирование орогенного комплекса герцинид закончилось в конце перми — начале триаса. В триасе начал образовываться платформенный чехол на эпигерцинском основании Центральной зоны Атласа, а Северная зона была вовлечена в геосинклинальное погружение и прогибание. По палеомагнитным данным конец перми — начало триаса является временем ускоренного направленного перемещения Африканской платформы.

Замыкание альпийских геосинклинальных прогибов Северного Атласа и северо-восточной окраины Аравийской плиты произошло в олигоцене, одновременно с перемещением Африканской платформы. Следовательно, перемещение Африканской платформы в конце перми сопряжено с окончанием орогенного развития герцинид Капской и Атласской складчатых систем и

с заложением альпийских геосинклинальных прогибов в Северном Атласе.

Среднетретичное перемещение платформы привело к замыканию альпийских прогибов Северного Атласа, Тавра и Омана и образованию соответствующих горных сооружений. Иначе говоря, среднетретичное перемещение платформы является рубежом, разделяющим стадию собственно геосинклинального и орогенного развития названных альпийских систем. С другой стороны, в олигоцене же происходит раскол Африканской платформы с образованием Великой Восточно-Африканской рифтовой зоны, включающей в себя грабен Красного моря и Аденоского залива. Последние следует, возможно, рассматривать в качестве зарождающихся геосинклинальных систем. Расположенные севернее Африканского континента котловины Средиземного моря могут быть остаточными геосинклиналями или новообразованными.

Таким образом, каждое из рассмотренных перемещений Африканской платформы фиксируется в разрезах прилегающих к платформе складчатых областей в качестве рубежей, разделяющих геосинклинальные толщи на комплексы.

Глава VI

АВСТРАЛИЯ

1. АВСТРАЛИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

В табл. VI даны координаты фанерозойских палеомагнитных полюсов Австралии. Подавляющая часть коллекции ориентированных образцов отобрана на территории Восточно-Австралийской горной страны, испытавшей в палеозое интенсивные тектонические движения. В первом приближении вся область, расположенная к востоку от 150° в. д. — геосинклиналь Ньюкасл и бассейны восточнее нее, оставалась в течение пермского периода тектонически активной, причем интенсивность тектогенеза достигла своего апогея в конце перми (орогенез Хантер-Боуэн) (Браун и др., 1970). Поэтому, не имея данных о палеомагнетизме палеозойских отложений Австралийской платформы, целесообразно воздержаться от использования палеозойских палеомагнитных полюсов, вычисленных по намагниченности дислоцированных и в различной степени метаморфизованных пород Восточно-Австралийской складчатой области. Только два кембрийских полюса рассчитаны по I_n платформенных отложений.

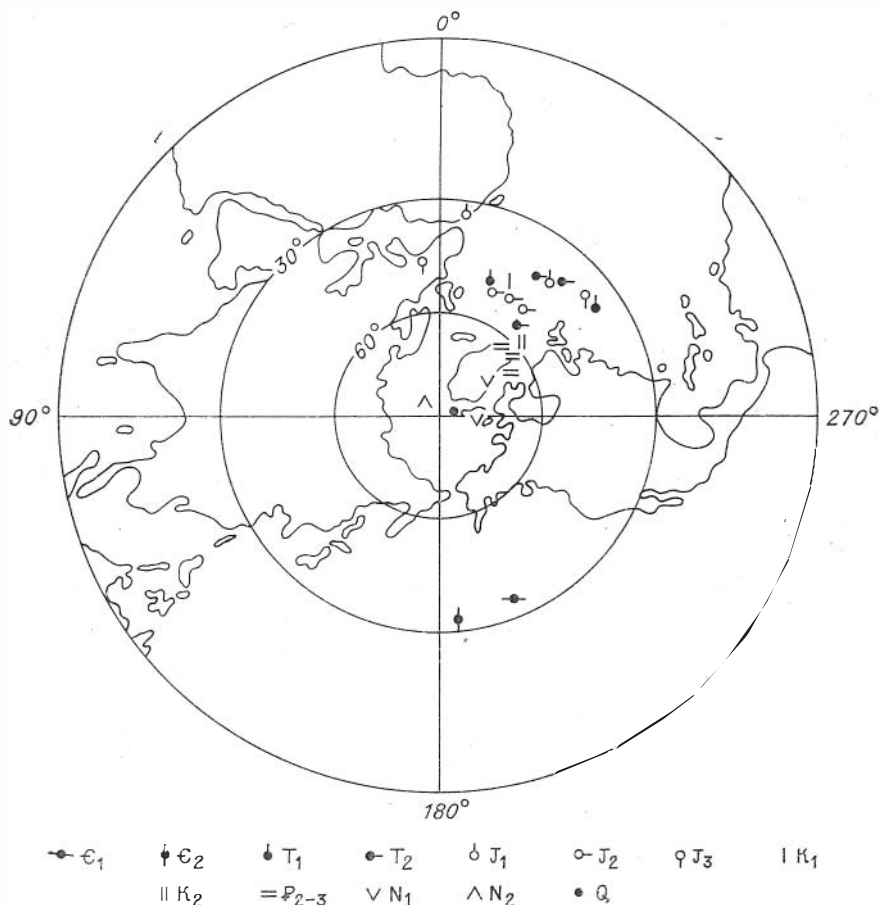


Рис. VI. 1. Распределение палеомагнитных полюсов Австралийской платформы.

Мезозойские полюсы образуют тесную группировку в Северной Атлантике, немногочисленные кайнозойские — отчетливо трассируют миграцию полюса к его современному положению (рис. VI.1).

На рис. VI.2 приводятся кинематические параметры перемещения Австралийской платформы относительно полюса. Судя по кривым I и II, в мезозое полюс совершал по отношению к платформе колебательные движения, сменившиеся в кайнозое его ускоренным и направленным перемещением. Соответственно скорость поступательного движения платформы в мезозое не превышала 0,02 град./млн. лет и достигала 1,3 град./млн. лет в раннем кайнозое (кривая IV). График III описывает от

Рис. VI.2. Кинематические характеристики относительного перемещения среднего палеополюса и Австралийской платформы и эпейрогенических движений платформы.

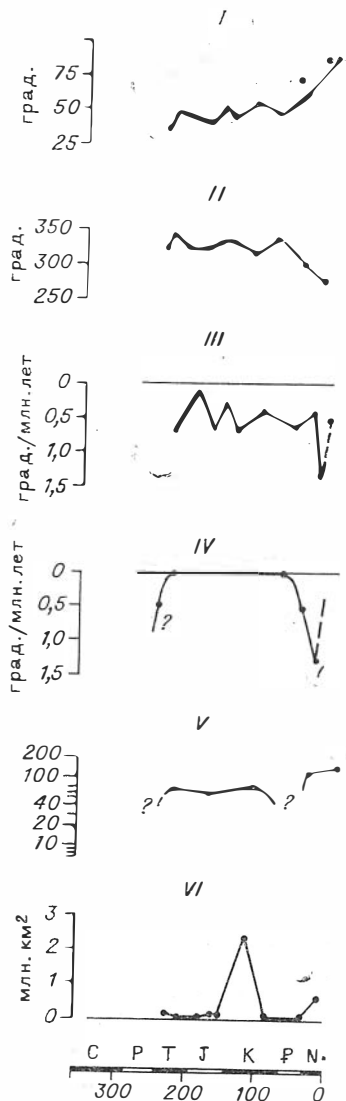
I — изменение широт палеомагнитного полюса во времени (сев. широты); II — изменение долгот палеомагнитного полюса; III — средние скорости «миграции» палеополюса по эпохам; IV — средние скорости поступательного перемещения платформы относительно палеополюса; V — кучность палеополлюсов по эпохам; VI — площади, покрывавшиеся морем в различные геологические эпохи.

эпохи к эпохе изменения средних скоростей относительного перемещения полюса и платформы. В мезозое эти скорости на порядок выше скоростей поступательного движения и позволяют судить о характере колебательных движений полюса относительно платформы.

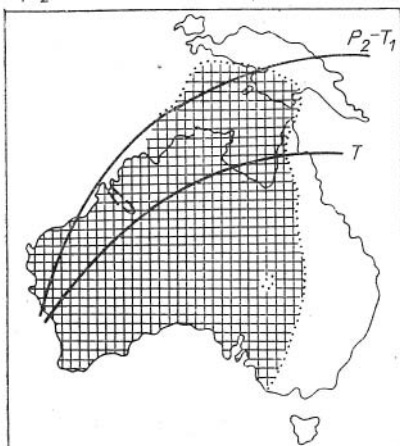
Ниже палеомагнитные данные рассмотрены в сопоставлении с геологическими.

Перемещение Австралийской платформы в мезокайнозое по палеомагнитным и палеоклиматическим данным

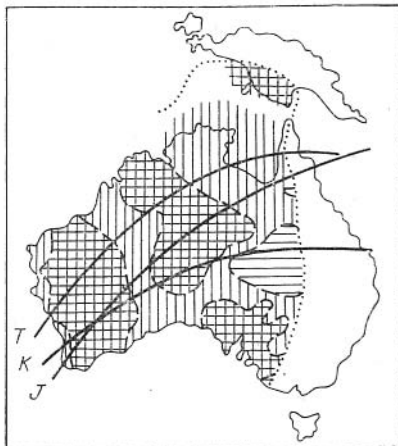
В позднем палеозое Австралия подвергалась длительному материковому оледенению. Ледники покрывали южную половину континента. Данные о «валунных мостовых», генезисе ледниковых обломков и другие показывают, что доминирующим было движение ледников с юга на север (Браун и др., 1970). Как отмечалось выше, мы не располагаем достаточно надежными палеомагнитными определениями, чтобы реконструировать положение позднепалеозойских палеоширот на Австралийской платформе. В качестве первого приближения можно, по-видимому, использовать сведения о палеомагнетизме горных пород Восточно-Австралийской складчатой области (см. табл. VI, рис. VI.1, VI.3). Эти данные нуждаются в уточнении, но они не противоречат высокоширотному расположению платформы.



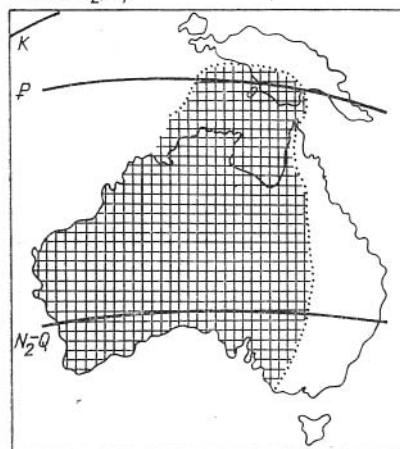
T_1-T_2 Палеоширота 60° ю.ш.



T_3-K_2 Палеоширота 60° ю.ш.



Конец K_2-N_1 Палеоширота 30° ю.ш.



$N-Q$ Палеоширота 30° ю.ш.

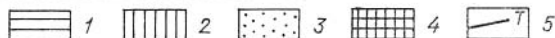
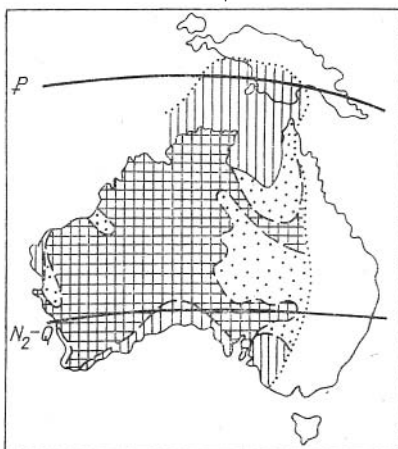


Рис. VI.3. Палеотектоническая обстановка и палеомагнитные широты Австралийской платформы в мезокайнозое.

1 — области устойчивого погружения платформы; 2 — области развития преимущественно мелководных морских и лагунных отложений; 3 — области континентального осадконакопления; 4 — области устойчивого поднятия платформы; 5 — палеомагнитные широты различных геологических эпох.

Триасовые отложения на Австралийской платформе имеют чрезвычайно ограниченное распространение. На западном побережье континента они представлены песчано-глинистыми морскими и континентальными образованиями, в глубинных

районах Южной Австралии — пестроцветными, сероцветными и угленосными осадками, Северной территории — кварцевыми песчаниками и конгломератами. Красноцветные, сероцветные и угленосные породы слагают триасовые толщи Восточно-Австралийской горной области. В своем Южном Уэльсе (серия Хаукесбери) имеются следы ледниковой (?) обработки пород (David, 1950).

В юрском периоде осадконакопление сосредоточилось преимущественно в восточной части континента на территории Большого Артезианского Бассейна и в ряде окраинных районов. Юрские толщи сложены терригенными угленосными осадками. Встречаются линзы известняков, красные прослои. Песчаники имеют как кварцевый, так и полимиктовый состав. На западном побережье континента установлены морские слои.

В раннемеловую эпоху возрастает роль мелководных морских терригенных отложений и известняков. Угленосные отложения имеют второстепенное значение. В районе Уайт Клифс (Новый Южный Уэльс) известны каолиноподобные породы и опал, возникшие, как полагают, при выщелачивании туфов и полевошпатовых песчанников. Меловые породы Западной Австралии содержат фосфоритовые конкреции и прослои красных песчанников. В литературе имеются многочисленные указания на присутствие пришлифованных с ледниковой штриховкой глыб (диаметром до 1,5—2 м) среди морских и озерных сланцев и песчанников раннего мела юго-западной части Большого Артезианского Бассейна. Т. У. Э. Дэвид и У. Р. Браун (David, 1950) считают, что эратический материал доставлялся на платформу горными ледниками и затем разносился айсбергами. Л. У. Паркин (Parkin, 1956) допускает переотложение валунов из пермских тиллитов.

Позднемеловые породы Австралии сложены в основном континентальными угленосными образованиями. Морские осадки накапливались на западном побережье, в районе г. Дарвин и на крайнем юго-востоке платформы.

Седиментация обломочных угленосных толщ продолжалась в палеогене. Морские отложения приурочены к южной и западной периферии континента и представлены терригенными и карбонатными (известняки) породами. Среди континентальных отложений следует отметить наличие латеризованных и ожелезненных пород.

Таким образом, на протяжении мезозойской эры на территории Австралии происходило накопление угленосных терригенных толщ. В Восточно-Австралийской складчатой области постоянно присутствуют красные слои. Т. У. Э. Дэвид отмечает на различных стратиграфических уровнях наличие редких прослоев гипса. Относительно мезозойских оледенений на юго-востоке и юге Австралии можно сказать немного. Предполагаемые следы ледниковой обработки пород и включения эратиче-

ческих обломков и глыб развиты локально. Только в раннем мелу площадь распространения осадков с ледниковыми валунами составляла около 500 тыс. кв. км, но происхождение таких образований разными авторами трактуется неодинаково.

По-видимому, климат в течение большей части мезозойской эры — раннем кайнозойе был умеренным, влажным, что подтверждается угленосностью сероцветных платформенных отложений, кольцами сезонного роста деревьев и др. Потепления отмечены красными слоями и ожелезнением осадков. Гипсопроявления указывают, по-видимому, на потепление и аридизацию. Существование горных оледенений не вносит корректив в общую характеристику климата. Но если согласиться, что в раннемеловую эпоху ледники по долинам могли спускаться до уровня моря, климат Юго-Восточной Австралии следует признать по крайней мере эпизодически холодным. Кстати, общее повышение температур на поверхности Земли в мезозое — раннем кайнозойе предполагает слабое развитие и отсутствие ледников даже в полярных районах (Кравчинский, 1971б; и др.). По палеомагнитным данным в мезозое — начале палеогена Австралия располагалась между 45 и 80° ю. ш. К полюсу была обращена ее юго-восточная оконечность.

Третичный период ознаменовался широким распространением латеритов. Латериты развивались на всех породах, включая граниты и песчаники. Они встречены на высоте 1500 м (юго-восточная часть Новой Англии) и на уровне моря (залив Карпентария, район г. Брисбейна и др.), но наиболее обычны на возвышенных пенепленах, получивших название «*old plateau*». С латеритами ассоциируют каолиновые и кварцевые слои. Формирование латеритов происходило в олигоцене, миоцене, плиоцене. По-видимому, было несколько эпох латеритообразования. Латериты мыса Нортуэст на основании морских окаменелостей датируются эоценом. Среди морских терригенно-карбонатных отложений особого внимания как палеоклиматические индикаторы заслуживают коралловые известняки северо-западной окраины материка.

Австралийская четвертичная система представлена разнообразными осадками, среди которых видное место принадлежит эоловым отложениям пустынь. Во влажные эпохи плейстоцена занятые пустынями территории существенно сокращались и леса достигали центральных районов материка. С повышением аридности площади пустынь разрастались. Широко развиты отложения соленых озер (линзы солей и гипсов), красные терригенные образования, возникшие при разрушении третичных латеритов, а также в результате четвертичной латеритизации (на севере). Антропогенные ледники на Австралийской платформе неизвестны. Значительная часть Австралии опоясана в настоящее время коралловыми рифами, которые достигают 32° ю. ш. Их протяженность измеряется десятками и сотнями

километров (например, Большой Барьерный Риф простирается на 1200 км).

Латериты, пустынные песчанки, эвапориты и коралловые рифы однозначно и определенно указывают на жаркий периодически засушливый и засушливый климат. Положение платформы между 10 и 40° ю. ш. согласуется с палеоклиматическими данными. Изменение палеоклиматической обстановки произошло, вероятно, в палеогене, на что указывает появление латеритных кор выветривания и каолиновые образования. По палеомагнитным данным перемещение платформы из области высоких и средних широт на низкие широты южного полушария приходится, по-видимому, на ранний кайнозой (см. рис. VI.3).

Эпейрогенические движения Австралийской платформы в мезокайнозой

Австралийская докембрийская платформа занимает западную и центральную часть Австралийского континента и его подводное продолжение на юге, западе и севере, включая Арафурское море, залив Карпентария, Торресов пролив и юг о. Новая Гвинея. Геологическая история территории, расположенной сейчас ниже уровня моря, в значительной мере остается умозрительной.

В конце палеозоя — начале мезозоя Австралийская платформа располагалась выше уровня Мирового океана. В триасе на востоке платформы намечилось слабое прогибание, которое в конце триаса — ранней юре привело к образованию нового седиментационного бассейна, получившего название Большого Артезианского Бассейна. В Западной Австралии возобновилось осадконакопление в небольших, унаследованных от позднего палеозоя, прогибах Перт, Карнарвон, а несколько позднее (бат — келловей) — в прогибе Каннинг. Судя по наличию континентальных отложений на п-ове Кейп-Йорк и в Юго-Западном Папуа (Браун и др., 1970), прогибания охватили также северо-восточную периферию платформы.

В средней — поздней юре продолжались опускания и расширение синеклизы Большого Артезианского Бассейна и прогиба Каннинг. Большой Артезианский Бассейн представлял собой, по-видимому, заболоченную низменность с большим числом огромных и мелких взаимосвязанных и изолированных озер. В прогибах Западной Австралии наряду с континентальными (речными) отложениями имеются морские.

В раннемеловую эпоху погружения и прогибания распространились на область залива Карпентария и п-ов Арнемленд (Северная Австралия), на южную часть платформы (впадины Юкла и Отуэй). В результате этих движений произошло соеди-

нение первоначально разрозненных отрицательных структур платформы в единый седиментационный бассейн. Море проникло в глубь платформы и покрыло почти половину ее территории.

В конце раннего мела началось воздымание платформы и быстрое отступление моря, приведшее во второй половине мелового периода к прекращению осадконакопления на всей территории Австралийского континента (см. рис. VI.3). Седиментация осадков в остаточных мезозойских депрессиях частично восстанавливается в палеогене и вновь прерывается в миоцене.

Погружения позднеCRETИЧНОГО времени охватили главным образом северную часть Австралийской платформы (залив Жозеф-Бонапарт, Карпентария, Арафурское море, Торресов пролив), и ее можно рассматривать как единый эпиконтинентальный морской бассейн.

Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Австралийской платформы в мезокайнозое

Изложенные материалы позволяют констатировать, что в течение мезозоя Австралийская платформа занимала по отношению к полюсу достаточно устойчивое положение (см. рис. VI.3), совершая в основном колебательные движения. Это был период длительного прогибания и погружения, кульминационным моментом которого явилась эпоха раннего мела, когда около половины территории платформы было покрыто морем. Во второй половине мелового периода определяющими стали восходящие движения.

Высокое гипсометрическое положение платформы сохранилось, вероятно, до плиоцена. Однако уже в эоцене отчетливо проявились тенденции к погружению. Как следует из рис. VI.2, направленное и ускоренное перемещение платформы относительно полюса приходится на конец мела — миоцен (80—12 млн. лет) и совпадает с эпохой высокого гипсометрического положения платформы.

Современное низкоширотное расположение Австралии установилось, вероятно, в плиоцене. Трансгрессия моря на севере и затопление окраинных районов на западе и на юге могут указывать на новые прогибания и опускания Австралийской платформы.

2. СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ АВСТРАЛИИ И НОВОЙ ГВИНЕИ

Австралийская платформа на востоке граничит с Восточно-Австралийской складчатой областью. Последняя подразделяется на область раннекаледонской складчатости Аделаида и герцинской складчатости Тасман.

Складчатая область Аделаида располагается восточнее платформы и сложена докембрийскими и ранне-средне (?) кембрийскими толщами, несогласно перекрытыми более молодыми образованиями. Тасманская складчатая область расположена восточнее платформы и складчатой области Аделаида. Она разделяется на две складчатые системы — Лакланскую и Новой Англии.

Герциниды Лакланской складчатой системы и Новой Англии

В антиклинальных зонах Лакланской системы вскрываются наиболее древние метаморфические толщи позднего докембрия — раннего палеозоя, в синклинальных — среднепалеозойский геосинклинальный комплекс.

Верхнедевонские и раннекаменноугольные осадки Лакланской складчатой системы «по характеру фаций и условиям залегания... принципиально отличны от более древних палеозойских образований. В пределах всей территории штата Виктория, большей части Нового Южного Уэльса (за исключением Новой Англии) они представлены на значительных площадях пресноводными и континентальными осадочными и вулканогенно-осадочными породами, залегающими почти горизонтально. Сходный тип структур отложения этого возраста образуют в пределах северо-восточного Квинсленда..., но... здесь преобладают мелководные морские образования...

Разрезы верхнего девона и карбона совершенно не испытали влияния доверхнедевонского структурного плана и отвечают принципиально иному этапу развития» (Богданов, 1967, с. 62), который наступил после замыкания геосинклинали Лаклан в результате орогенеза Таббераббера.

Складчатость Таббераббера развивалась в течение среднего девона и красноцветные и вулканогенные отложения верхней части живетского яруса — раннего карбона образуют орогенный ярус Лакланской раннегерцинской складчатой системы (Богданов, 1967). Интенсивные деформации и воздымания происходили в раннем карбоне (орогенез Канимбла, конец визе). Но уже в намюре здесь господствовали денудационные процессы и «нижекаменноугольные и более древние образования перекрыты горизонтально залегающими породами нижней и верхней перми, слагающими нижний горизонт платформенного чехла» (Богданов, 1967, с. 65).

Согласно Э. Ирвингу, «геомагнитное поле в Австралии имело низкие... наклонения в позднем силуре и девоне... Низкие наклонения сохранялись почти до конца раннего карбона и затем стали крутыми в позднем карбоне (среднем — позднем. — А. К.), так что наибольшие изменения... произошли в чрезвычайно короткое время в карбоне. Изменения накло-

нений показывают на изменении широты Юго-Восточной Австралии от 30° ю. ш. до 75° ю. ш. за время не более 20 млн. лет. Эти изменения совпадают в своем начале с орогенцией Канниблан (крупнейшим тектоническим событием в Восточной Австралии)» (Irving, 1966, с. 6025).

Если принять, предлагаемую Н. А. Богдановым (1967) трактовку истории геологического развития Восточной Австралии, то фиксируемое по палеомагнитным данным значительное палеоширотное перемещение Австралии в конце среднего палеозоя совпадает с конечными фазами орогенного развития Лакланской геосинклинали.

Восточную окраину Австралийского континента занимает складчатая система Новой Англии. От системы Лаклан она отделена Сиднейско-Боуэнским краевым прогибом, а на востоке ограничена континентальным склоном. Выступы догерцинского основания складчатой системы Новой Англии имеют ограниченное распространение и сложены метаморфическими образованиями докембрия и раннего палеозоя (метаморфические сланцы и зеленокаменные породы).

Метаморфический комплекс догерцинского основания несогласно перекрывается средне- и верхнепалеозойскими толщами. В верхнепалеозойской части разреза заметное место принадлежит песчаникам и грубообломочным осадкам орогенного комплекса. Верхнепалеозойские молассоиды и молассы (частично ледникового происхождения) выполняют Сиднейско-Боуэнский краевой прогиб.

Очевидно, что замыкание геосинклинали Новой Англии приходится на конец перми. Совокупность завершающих позднегерцинских движений известна в Австралии как орогенез Хантер-Боуэн.

Палеоширотное перемещение Австралии в конце палеозоя — начале триаса по палеомагнитным данным не устанавливается: высокоширотное положение континента сохранялось от намюра до палеогена. Но это не исключает возможности палеодолготного дрейфа.

Альпиды Новой Гвинеи

На севере Австралийская платформа граничит с областью альпийской складчатости Новой Гвинеи. Породы доальпийского основания Новой Гвинеи представлены в различной степени метаморфизованными и дислоцированными толщами докембрия и палеозоя.

Накоплению альпийского геосинклинального комплекса предшествовал длительный перерыв, охватывающий, вероятно, конец перми — догер. Последогерцовые терригенные и терригенно-вулканогенные формации с резким несогласием ложатся на различные горизонты палеозоя. На рубеже нижнего и верх-

него мела на севере острова установлено несогласие. Позднемел-палеогеновые отложения характеризуются преимущественным развитием терригенно-карбонатных слоев. Известняки получили особенно широкое распространение в палеогене.

Складчатые и горообразовательные движения второй половины палеогена сопровождались регрессией моря и завершились в неогене установлением континентального режима седиментогенеза. Неогеновые молассоидные осадки несогласно перекрывают палеогеновые и более древние толщи. Они заполняют синклинальные структуры и сложены обломочными (в том числе грубообломочными), карбонатными и вулканогенными породами.

Синхронность среднетретичного орогенеза на Новой Гвинее и среднетретичного эпейрофореа Австралии представляется достаточно отчетливой.

Глава VII

ЮЖНАЯ АМЕРИКА

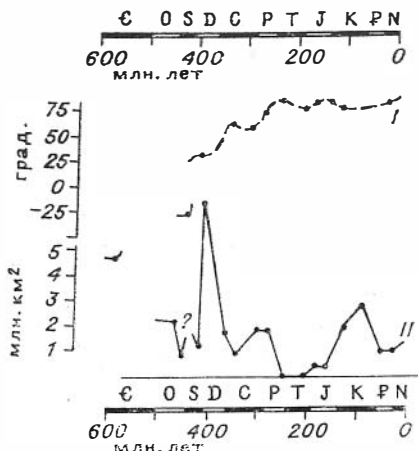
1. ЮЖНО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Южно-Американская платформа занимает большую центральную и восточную часть континента Южной Америки. Палеомагнитная изученность платформы слабая. Пространственное размещение палеополюсов Южно-Американской платформы показано на рис. VII.1. Четвертичные и юрские полюсы располагаются в современной полярной области. Позиции триасовых полюсов — около современного географического и у экватора — противоречивы, хотя, с другой стороны, это может указывать на их рассредоточенность. Для пермской, каменноугольной, девонской и силурийской систем имеются лишь единичные определения координат палеомагнитных полюсов. Но поскольку единичные определения позволяют лишь приблизительно судить о местоположении областей группирования палеополюсов, была предпринята попытка расширить объем информации за счет привлечения материалов о палеомагнетизме горных пород Андийского орогенического пояса. Как следует из табл. VII, дополнительные данные не вносят ясности в вопросы соотношения и группирования палеополюсов Южно-Американской платформы.

На основании имеющихся материалов трудно судить о положении палеомагнитных полюсов и перемещении Южно-Американской платформы в палеозое. В мезокайнозойское время палеоширотное расположение платформы было, вероят-

Рис. VII.2. Кинематические характеристики относительного перемещения среднего палеополюса и Южно-Американской платформы и эпифрогенических движений платформы.

I — изменение широт палеомагнитного полюса во времени (сев. широты);
II — площади, покрывавшиеся морем в разные геологические эпохи.



бассейны рек Паранаибы и Сан-Франсиску, Параны и далее до р. Рионегро) были охвачены покровным оледенением. Однако уже в ранней перми ледниковые фации вытесняются сероцветными песчано-глинистыми образованиями, темными битуминозными глинистыми сланцами. В поздней перми во впадинах Параны, Чако, Пампы накапливались красно- и пестроцветные терригенные отложения. Аккумуляция континентальных и лагунно-континентальных красноцветных и гипсоносных пород продолжалась в мезокайнозойе, захватывая складчатый пояс Анд. Красноцветные толщи Анд характеризуются мощностями до нескольких тысяч метров, содержат прослои гипсов и каменной соли. Неогеновые осадки Амазонской впадины имеют преимущественно оранжево-красную окраску и образовались, по-видимому, за счет перемыва латеритной коры выветривания.

По палеомагнитным данным в конце палеозоя — мезозое Южно-Американская платформа располагалась между 10° с. ш. и 50° ю. ш. Резкое изменение палеоклиматической обстановки приходится на конец палеозоя. Вопрос о дифференциации и группировании мезокайнозойских палеополюсов остается открытым.

С другой стороны, в поздней перми Южно-Американская платформа испытала воздымание, что привело к регрессии моря. Поднятия продолжались в раннем — среднем триасе и способствовали развитию денудационных процессов. Континентальные отложения известны лишь во впадинах Мараньяо и Параны. В рэтскую эпоху и юрском периоде погружения наблюдались на юге платформы (северная Патагония) и, по-видимому, во впадинах Мараньяо и Параны (отложения эоловых песчаников Ботукату). В конце юры (титон) погружения охватили Атлантическое побережье платформы от устья Амазонки

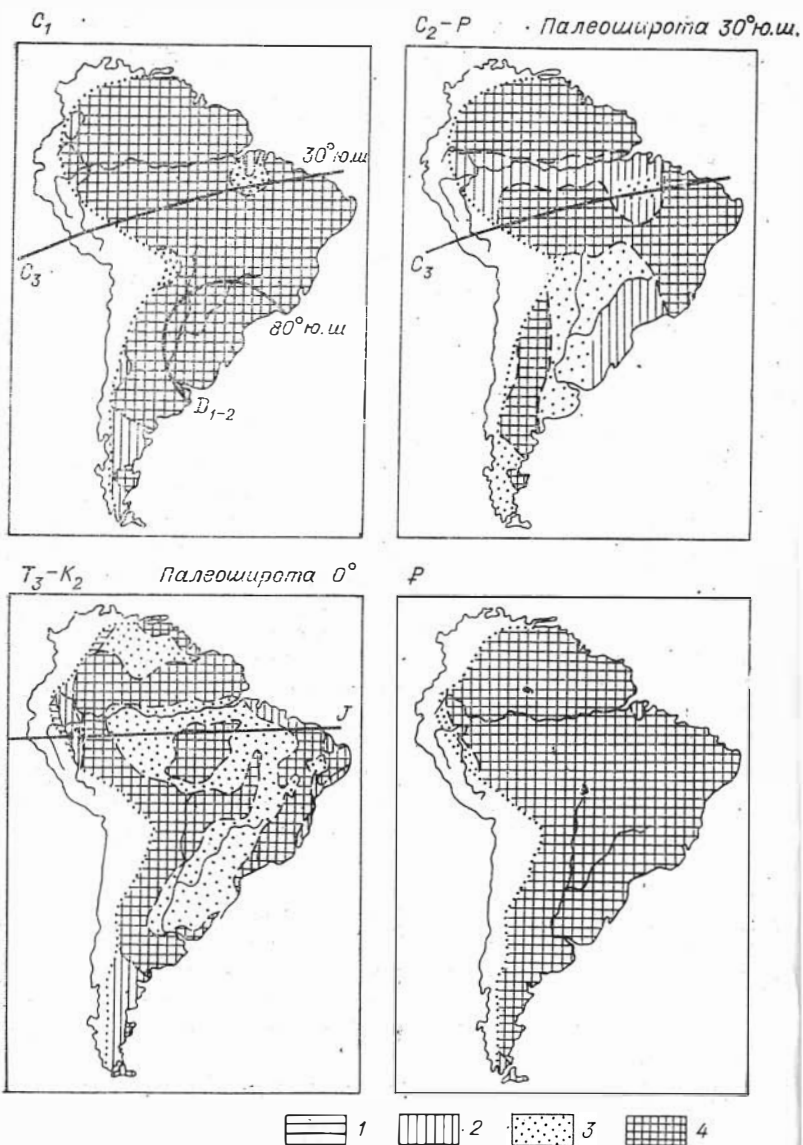
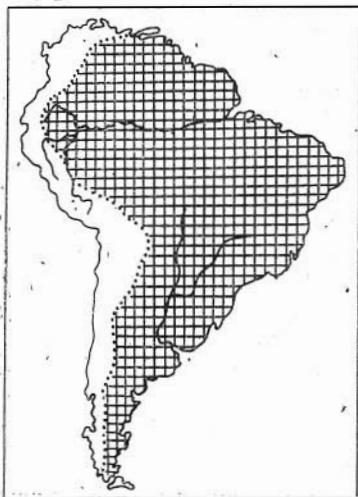


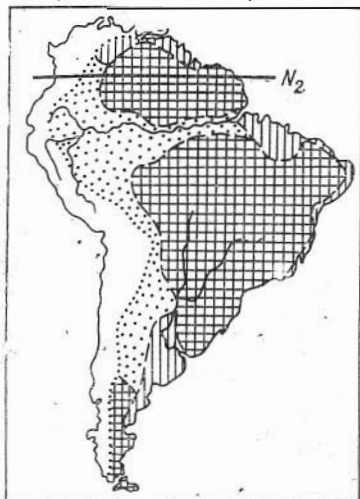
Рис. VII.3. Палеотектоническая обстановка и палеомагнитные платформы в
1 — области устойчивого погружения платформы; 2 — области развития солевых и лагунных отложений; 3 — области континентального осадконакопления платформы; 4 — палеомагнитные широты

до Патагонии. В течение поздней юры—раннего мела опускания распространились на Амазонскую синеклизу и синеклизы Мараньяо — Сан-Франсиску. В меловом периоде прогибания ох-

T₁₋₂



N-Q Палеоширота 0°



5

широты Южно-Американской мезокайнозой.

преимущественно мелководных мор-
ления; 4 — области устойчивого по-
роты различных геологических эпох.

ременному расположению мезозойских и кайнозойских полюсов не дает оснований для выделения нескольких группировок полюсов.

валяли северную часть зоны перикратонных прогибаний на западе платформы, южную оконечность Бразильского щита и перикратонный прогиб Санта-Крус (Южная Аргентина). Во второй половине мела темп нисходящих движений замедлился, затем погружения сменились поднятиями.

В результате восходящих движений во второй половине палеогена произошло полное осушение платформы и образование самой значительной по занимаемой площади и играющей главную роль в современном рельефе Бразилии денудационной равнины (King, 1956). Возвышенное положение Южно-Американской платформы сохранялось в неогене и антропогене. Неогеновые, преимущественно континентальные, отложения накапливались в зоне Предандийских перикратонных опусканий, в Амазонской депрессии, а также вдоль Атлантического побережья Гвиано-Бразильского щита.

В антропогене наметился ряд новых черт в структуре платформы, главнейшей из которых явилось воздымание Предандийских седиментационных бассейнов и южной (Пампа-Патагонской) части платформы.

Конечно, вопрос о взаимоотношении мезокайнозойских палеополюсов Южно-Американской платформы никак нельзя считать разрешенным.

Вместе с тем относительно компактное и близкое к со-

Последовательность эпейрогенических движений Южно-Американской платформы в мезокайнозой в самом общем виде может быть описана следующим образом. Высокое гипсометрическое положение платформы, установившееся в конце палеозоя — триасе, в юрском периоде сменилось погружениями и прогибаниями, охватившими главным образом, зону перикратонных опусканий на западе платформы, Пампа-Патагонию — на юге,

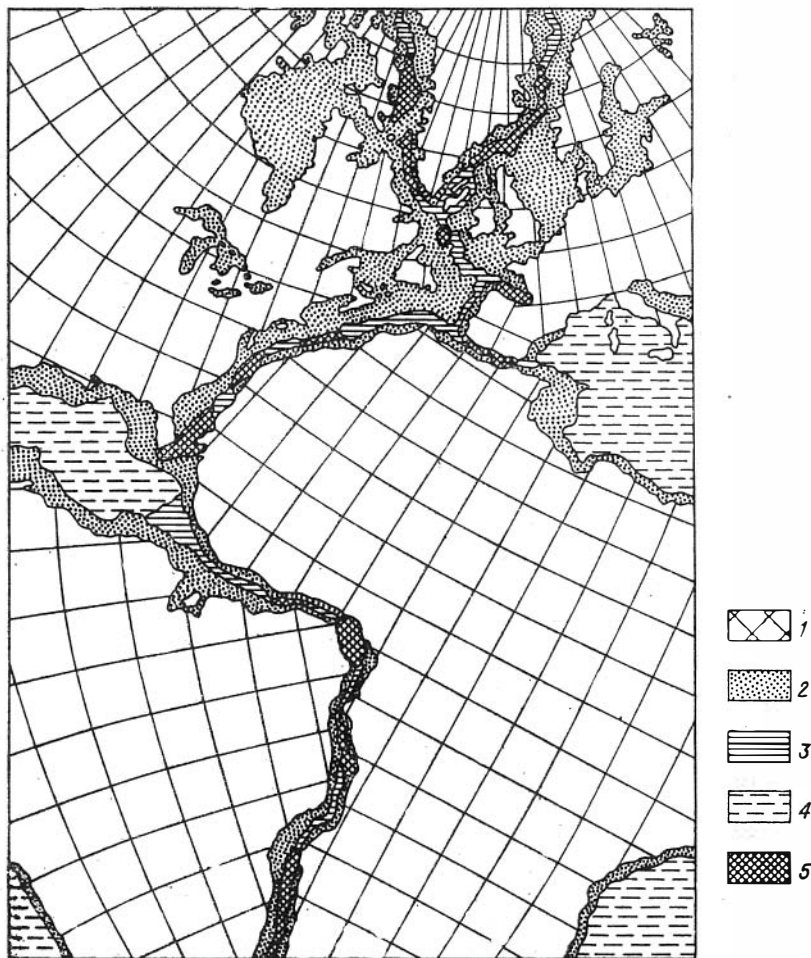


Рис. VII.4. Сопоставление контуров континентов, ныне разделенных Атлантическим океаном (по Э. Булларду, 1965).

1 — современная географическая сетка на континентах; 2 — шельф; 3 — прогибания, где края шельфа не сходятся; 4 — Карибское и Средиземное моря и Индийский океан; 5 — перекрытия.

прибрежные районы Бразилии и частично Амазонскую депрессию — на востоке. Нисходящие движения доминировали на протяжении большей части мелового периода. В конце мела и палеогене опускания сменились поднятиями. Современное положение платформы является приподнятым (рис. VII.3).

Принципиально важно, что формирование «мезокайнозойской» группировки палеомагнитных полюсов сопряжено с переходом от положительных к нисходящим движениям и прогибаниям Южно-Американской платформы, максимум которых приходится, по-видимому, на конец юры — ранний — средний мел. Кайнозой ознаменовался преобладанием восходящих движений. Имеющиеся геологические материалы позволяют предположить, что стратиграфический объем так называемой «мезокайнозойской» группировки палеополюсов ограничивается триас-раннетретичным временем. В таком случае эпифорез Южно-Американской платформы следует относить к среднему кайнозою. Здесь, вероятно, мы сталкиваемся с ситуацией, аналогичной той, которая сложилась в позднем кайнозое на Восточно-Европейской и Северо-Американской платформах. Перемещение указанных регионов в постмиоцене происходило без изменения их палеоширотного положения вдоль широты. Перемещение Южной Америки вдоль широты доказывал еще А. Вегенер (1925), подчеркивая сходство противоположных берегов Африки и Южной Америки. Э. Буллард и др. (Bullard e. a., 1965) тщательно проверили совпадение контуров материкового склона названных континентов. Оказалось, что вероятность столь полного случайного совпадения ничтожно мала (рис. VII.4).

2. СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ ЮЖНОЙ АМЕРИКИ

Южно-Американская платформа граничит на западе с альпийской складчатой областью южноамериканских Анд, простирающейся от Северной Венесуэлы до о. Огненная Земля. Зона краевых прогибов является переходной между складчатой областью и платформой. Прогибы прерывистой цепочкой прослеживаются по внешнему краю платформы. Они имеют асимметричное строение — относительно пологое платформенное крыло и небольшие мощности осадочных отложений. Породы прилегающего к складчатому сооружению крыла дислоцированы, представлены маломощными домолассовыми и мощными молассоидными осадками. Например, в Оринокском прогибе мощность фанерозойского осадочного чехла превышает 12 км, из которых на долю кайнозойских отложений приходится более 8 км и около 3 км на долю меловых. Время основной дислокации в северных прогибах — конец миоцена. В Боливии и Аргентине неогеновые молассы перекрывают непосредственно

верхнетрпасовые и более древние образования и подверглись смятию в конце неогена — антропогене.

Комплексы доальпийского основания южноамериканских Анд вскрываются в антиклинорных поднятиях и представлены докембрийскими и палеозойскими породами. В Главной Кордильере Чили и Аргентины на поверхность выведены лишь мезозойские и более молодые отложения, а Западная и Береговая Кордильеры Колумбии сложены позднемеловым и третичным осадками.

Геосинклинальный альпийский комплекс практически повсеместно залегает на палеозойских и допалеозойских образованиях с угловым несогласием. Очевидно, герцинские тектонические движения конца палеозоя проявили себя вполне отчетливо и привели к осушению палеозойской геосинклинали южноамериканских Анд и установлению режима континентальной денудации (Кропоткин, Шахварстова, 1965).

В. Е. Ханн (1971), суммируя результаты опубликованных работ, отмечает, что «Погружения возобновились в самом конце триаса, в норийском веке, но вскоре, в рэте, вновь были прерваны общим поднятием, опять начались в лейасе и снова прекратились в бате, возобновились в келовее и были прерваны в кимеридже. В течение всего этого времени в опускания была вовлечена лишь часть Анд, почти исключительно западная (современное Тихоокеанское побережье)... Мощность отложений, а следовательно, и размер погружения в общем очень невелики. По существу эти образования могут рассматриваться как характеризующие переходную от герцинского к альпийскому этапу стадию с квазиплатформенным режимом. Настоящие же геосинклинальные погружения возобновляются лишь в титоне — валанжине, причем не на всем протяжении Анд, а лишь в пределах Карибских и Патагонских Анд.

Подобная картина развития также после интенсивного герцинского орогенеза наблюдается в ряде альпийских сооружений Средиземноморского геосинклинального пояса (Альпы, Карпаты, Балканы, Апеннины, Пиренеи, Кавказ)...

Центральные Анды, особенно их южная часть, развивались скорее как остаточная геосинклиналь, но заключительные альпийские поднятия здесь проявились с меньшей и даже большей интенсивностью, чем в Северных и Южных Андах. Восточная полоса Центральных Анд, за исключением северного участка (северное Перу), а также Сьерра де Мерида в Северных Андах вообще избежали альпийских погружений и могут рассматриваться как эпигерцинская платформа, вовлеченная в позднеальпийский орогенез. Мезозойский прогиб южной части Центральных Анд (северное Чили — северозападная Аргентина) не испытал инверсии и был также пассивно вовлечен в общее поднятие Анд в конце альпийского цикла.

В отличие от Центральных Анд, в пределах Северных Анд геосинклинальная система развивалась в альпийском этапе, начиная с триаса, почти в классической форме. На востоке, на месте герцинского остаточного или передового прогиба, обособилась многогеосинклинальная зона, на западе — эвгеосинклинальная, возможно, также унаследованная по крайней мере частично от позднегерцинского прогиба. Центральная геоантиклиналь сначала была втянута в погружение, но все же и в это время служила разделом между эв- и многогеосинклинальной зонами. С конца мела началось ее активное поднятие. В течение палеогена и миоцена волны поднятий последовательно распространились на восток и на запад, создав геоантиклинали Восточной и Западной Кордильер, а затем Береговую Кордильеру Колумбии. Восточная Кордильера представляет собой продукт инверсии многогеосинклинального прогиба, Западная Кордильера — результат инверсии эвгеосинклинального прогиба. Одновременно происходило разрастание геоантиклинальных поднятий к северу и северо-востоку, в направлении Карибского моря и к югу... Между геоантиклиналями, усложнившимися в течение палеогена — миоцена складками и интрузиями офиолитов и гранитоидов и превратившимися в антиклинории, обособились интрагеосинклинали..., в дальнейшем оформившиеся в синклинории... На периферии геосинклинальной системы в кайнозойское развплсь... передовой и Боливарский тыльный прогибы. Береговая Кордильера Колумбии образовалась, видимо, вследствие инверсии (вторичной) Боливарской «геосинклинали».

Патагонский сегмент геосинклинальной системы развплся, вероятно, сходным образом с Карибским...

Заключительное поднятие, горообразование и складчатость начались... — в центральном секторе в позднем мелу (середина сенона), в северном и южном секторах — в конце мела — начале палеогена и продолжались почти непрерывно до четвертичного периода, а на многих участках активно развиваются и в современную эпоху» (Хани, 1971, с. 343).

Как указывалось выше, перемещение Южно-Американской платформы намечается по палеомагнитным и геологическим данным в конце перми — начале триаса и в среднем кайнозойе. Но конец перми — начало триаса явились эпохой замыкания герцинской геосинклинали Южно-Американских Кордильер. И коль скоро поздне триасовые погружения явились предвестником регенерации здесь геосинклинального режима, надо полагать, что заложение альпийской геосинклинали Анд произошло после эпохи направленного и ускоренного перемещения Южно-Американской платформы.

Среднекайнозойское перемещение платформы приходится на эпоху «заклучительного поднятия» Анд.

АНТАРКТИДА

1. ВОСТОЧНО-АНТАРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

Восточная Антарктида представляет собой древнюю платформу, покрытую мощным (до 4 км) ледниковым щитом. Изучена платформа слабо. В табл. VIII собраны немногочисленные палеомагнитные определения, полученные главным образом при исследовании долеритов свиты Феррар. Определения абсолютного возраста долеритов дают цифры порядка 150—190, в среднем 175—180 млн. лет (лейас — доггер), хотя имеются определения в 130—160 млн. лет (малъм — неокон). Данные о палеомагнетизме более древних толщ, по мнению самих авторов (см., например, Irving, 1964; и др.), ненадежны и поэтому не могут быть использованы в настоящей работе. Кайнозойские полюсы рассчитаны по лавам Южных Сандвичевых островов и островов моря Росса. Юрские и кайнозойские полюсы занимают резко обособленные позиции с центрами группирования в Восточной Европе и в районе расположения современного географического полюса (рис. VIII.1). Можно думать, что палеомагнитные полюсы юры и кайнозоя принадлежат различным группировкам. Поэтому сопоставление палеомагнитных и палеоклиматических данных целесообразно начать с юрского времени.

Юрские породы Восточно-Антарктической платформы входят в состав свиты Феррар. Последняя состоит из ряда базальтовых покровов и силлов долеритов, подстилаемых и разделяемых пачками сероцветных и темных песчаников с остатками флоры и остракод. Весь комплекс пронизан многочисленными дайками долеритов. В верхних частях свиты в разрезах на Земле Виктории присутствуют тиллиты (Равич и др., 1964).

По палеомагнитным данным Восточно-Антарктической платформы в период формирования свиты Феррар находилась на широтах 65—35° ю. ш. При этом Земля Виктории располагалась в районе Южного Полярного круга, Земля Королевы Мод — на палеоширотах 45—35° ю. ш. (рис. VIII.2, VIII.3).

Отложения позднего мезозоя — палеогена на территории платформы пока не выявлены. Неоген-четвертичные осадки представлены ледниковыми образованиями, вполне отвечающими ее современному высокоширотному положению. По-видимому, полученные палеомагнитные и имеющиеся палеоклиматические данные не входят в противоречие и взаимно дополняют друг друга.

Формирование мощной (более 1000 м) терригенно-эффузивной толщи Феррар связано с опусканием отдельных частей

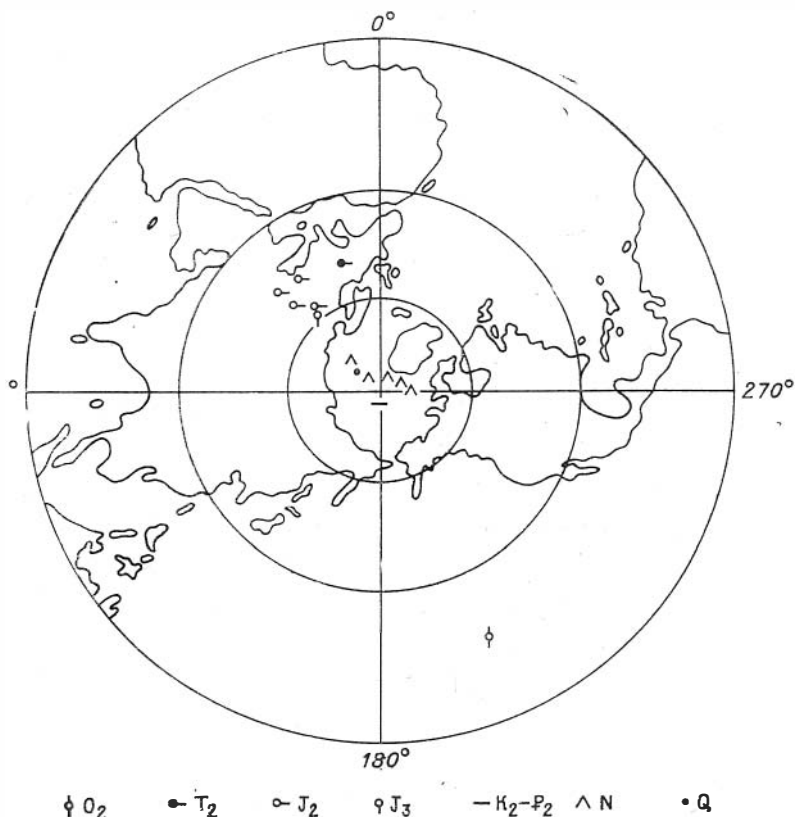
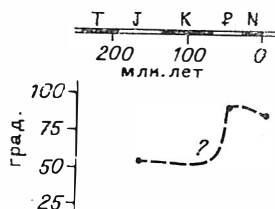


Рис. VIII.1. Распределение палеомагнитных полюсов Восточно-Антарктической платформы.

платформы. В конце мезозоя — палеогене нисходящие движения сменились движениями положительного знака, что, вероятно, и привело к резкому сокращению осадконакопления.

В среднем кайнозое Восточно-Антарктическая платформа, видимо, была приподнятой сушей и на ее территории господствовали эрозионные процессы. Вертикальные движения Антарктиды в антропогене в значительной мере определяются давлением ледникового щита.

Рис. VIII.2. Изменение палеошироты палеомагнитного полюса Восточно-Антарктической платформы во времени.



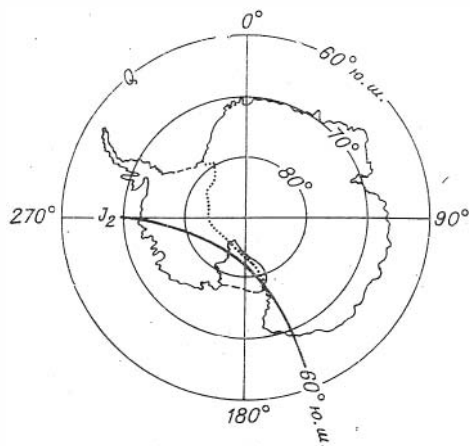


Рис. VIII.3. Расположение мезокайнозойских палеомагнитных широт Восточно-Антарктической платформы.

Таким образом, обособленность среднемезозойских (юрских) и позднекайнозойских полюсов Восточно-Антарктической платформы позволяет предполагать ее перемещение в позднем мезозое — среднем кайнозое на 30° дуги экватора (см. рис. VIII.2). Палеоклиматические данные как будто не исключают такой возможности. Примечательно, что как раз на этот интервал времени приходится общерегиональное воздымание платформы. Резкое увеличение темпов восходящих движений отмечено в олигоцен-миоцене.

2. СКЛАДЧАТЫЕ СИСТЕМЫ АНТАРКТИДЫ

Западную часть Антарктиды занимает складчатая область, граничащая с Восточно-Антарктической платформой по краевому прогибу, протянувшемуся вдоль Трансантарктического хребта — от восточной части моря Уэдделла до восточной части моря Росса. Восточная часть Западно-Антарктической области, охватывающая площади названных морей и разделяющие их равнины, представляет собой огромную, сложно построенную синклинорную область, расчлененную рядом поднятий, крупнейшим из которых является, вероятно, поднятие гор Элсуэрта. Западная часть Западно-Антарктической складчатой области (горы Антарктического полуострова, горы побережья морей Беллинсгаузена и Амундсена) рассматривается как продолжение Южно-Американских Анд — Антарктанды.

Антарктанды — альпийское складчатое сооружение. Доальпийские комплексы представлены докембрийскими гнейсами, гранито-гнейсами, кристаллическими сланцами, амфиболитами и палеозойскими песчано-сланцевыми и карбонатно-терригенными отложениями (граувакки, кварциты, филлиты, песчаники, известняки и др.). Доальпийские структурные

комплексы установлены на океаническом побережье Западной Антарктиды, в центральной части Антарктического полуострова (Земля Грейма), в горах Элсуэрта.

Накоплению альпийского геосинклинального комплекса предшествует складчатость и длительный стратиграфический перерыв, охватывающий, возможно, конец перми — лейас.

В основании альпийского геосинклинального комплекса залегают песчано-глинистые континентальные образования доггера, перекрываемые вулканитами. Выше следует толща песчано-аргиллитовых морских отложений верхнего мела. Поднятия возобновились в конце мела и «продолжались в течение всего или почти всего палеогена, вероятно, завершившись общим выравниванием. К этому же времени скорее всего относится начало опусканий (компенсационных по отношению к подъему Антарктанд) депрессионной полосы морей Уэдделла и Росса» (Хаин, 1971, с. 365).

Имеющиеся палеомагнитные определения показывают, что в послетриасовое время ускоренное направленное перемещение Восточно-Антарктической платформы произошло где-то в интервале времени — конец мела — неоген. В конце мела Западно-Антарктическая область испытала поднятие, складчатость. «Достоверные отложения палеогена в Антарктандах не обнаружены, а неоген представлен очень ограниченно распространенными нижнемиоценовыми... песчано-глинистыми осадками, а также среднемiocеновыми оливковыми базальтами, андезитами и их туфами и, наконец, конгломератами плиоценового возраста. Эти образования составляют третий, орогенный этап альпийского комплекса» (Хаин, 1971, с. 362).

ГЕОНОМИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Глава IX

ФАНЕРОЗОЙСКИЕ ГЕОНОМИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ

(палеогеографические аспекты)

ДОКЕМБРИЙСКИЕ ПЛАТФОРМЫ

При написании настоящей работы автор стремился ограничиться минимумом того поистине неисчерпаемого материала по геологическому строению, истории развития и палеомагнетизму докембрийских континентальных платформ, который получен к настоящему времени. Предпочтение отдавалось наиболее полным региональным сводкам и обобщениям. Изложенный материал позволяет констатировать, что: 1) положение платформ относительно полюса не оставалось постоянным — палеоширотные перемещения по палеомагнитным данным оцениваются многими десятками градусов; 2) движение платформ относительно полюса не было равномерным и длительные периоды их сравнительно устойчивого положения чередовались с эпохами направленного ускоренного перемещения; 3) продолжительность периодов устойчивого палеогеографического положения в среднем составляет 90 и 180 млн. лет, эпох направленного ускоренного перемещения — 15—40 млн. лет; 4) средние скорости поступательного движения платформ в периоды их устойчивого положения составляли, как правило, сотые доли градуса за 1 млн. лет и достигали 1 град./млн. лет и более в эпохи направленного ускоренного перемещения; перемещение платформ за одну эпоху направленного ускоренного перемещения в среднем можно оценить в 30° дуги экватора; 5) столь значительные палеоширотные перемещения сопряжены с переходом регионов из одного климатического пояса в другой и сопровождались соответствующими изменениями палеоклиматов; 6) горизонтальные движения платформ закономерно сочетаются с вертикальными эпейрогеническими движениями, выступая как проявления более общего геонимического процесса.

Каждому устойчивому положению платформы относительно полюса сопутствуют погружения и прогибания.

Группирование палеомагнитных полюсов является логическим следствием неравномерного перемещения регионов. Время между двумя перегруппировками палеополюсов опре-

деляется как палеомагнитный этап; совокупность геолого-геофизических событий, соответствующих во времени палеомагнитному этапу, как этап геонимический.

Акцентируя внимание на палеогеографических аспектах проблемы, можно констатировать, что геонимический этап начинается с резкого замедления поступательного перемещения платформы и ее неравномерного погружения. Во второй его половине темп погружений и прогибаний постепенно замедляется и сменяется положительными движениями. К моменту нового перемещения платформы осадконакопление на ее территории почти полностью прекращается.

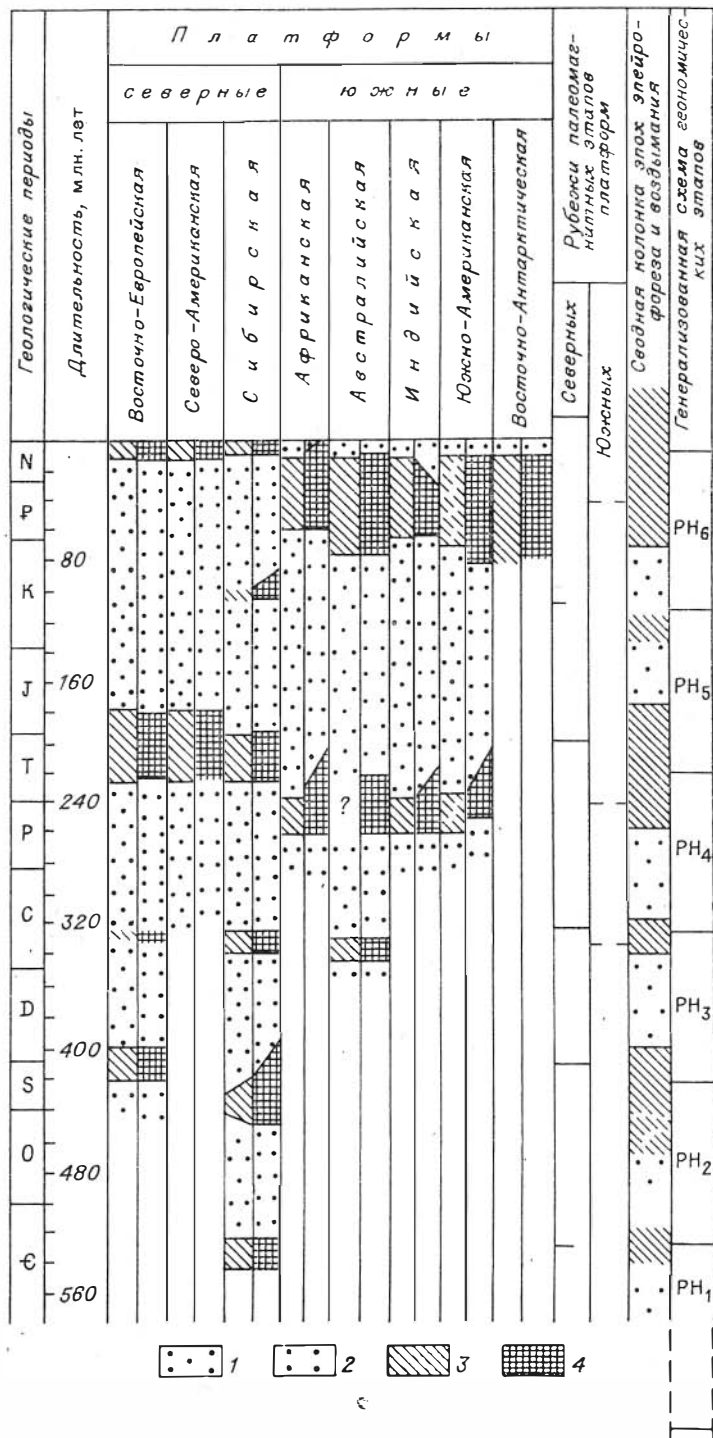
Рубежами геонимических этапов служат эпохи ускоренного направленного перемещения. Указанная последовательность тектонических движений устанавливается для всех рассмотренных докембрийских платформ и повторяется от этапа к этапу. Меняется расположение палеоширот, палеоклимат, положение основных областей прогибания и погружения и, как следствие, набор вулканогенно-осадочных формаций и связанных с ними полезных ископаемых. Последовательность геонимических этапов показана на рис. IX.1 и, вероятно, отражает общую направленность палеогеографической эволюции платформ.

Для Восточно-Европейской платформы в среднем — позднем фанерозое можно выделить по меньшей мере два этапа — позднесилур-среднетриасовый и постсреднетриасовый с ограничивающими их эпохами ускоренного направленного перемещения — позднесилурийской, среднетриас-лейасовой и постмиоценовой.

В послемиссисипское время перемещение Северо-Американской платформы происходило в среднем триасе — лейасе и постмиоцене.

Геонимические этапы развития Сибирской платформы: предсреднекембрийский, позднекембрийско-ордовикский, среднепалеозойский, позднепалеозой-среднетриасовый и постсреднетриасовый. Постсреднетриасовый этап предварительно можно разделить на мезозойский и кайнозойский. Рубежи геонимических этапов — средний кембрий, силур, визе — намюр, средний — поздний триас, верхний мел (?), постмиоцен. Геонимические этапы Африканской платформы в посткапское время: допозднепермский, позднеперм-палеогеновый и послепалеогеновый. Рубежи геонимических этапов: конец перми — начало триаса, конец эоцена — миоцен.

Перемещение Австралийской платформы в мезокайнозое приходится на конец мела — миоцен, Индийской платформы в постсреднепалеозойское время — на конец перми — начало триаса и эоцен — миоцен. Данные по Южно-Американской и Восточно-Антарктической платформам не противоречат представлению о перемещении этих регионов в первой половине кайнозоя.



Как видно из рис. IX.1, перемещение докембрийских континентальных платформ осуществляется с некоторой достаточно правильной периодичностью в 100—120 и 200—240 млн. лет, которая соответствует длительности геонимического и палеомагнитного этапов (кстати, последняя цифра совпадает с продолжительностью геотектонического цикла, но к этому вопросу мы вернемся позднее). Перемещения платформ, строго говоря, асинхронны. И по этому признаку платформы могут быть разделены, по меньшей мере, на два семейства — северное и южное. К семейству северных платформ могут быть отнесены Восточно-Европейская, Северо-Американская и с некоторой долей условности Сибирская. К южному семейству относятся Африканская, Австралийская, Индийская, Южно-Американская и Восточно-Антарктическая платформы. Перемещение южных платформ в постмиссисипское время почти на целый геологический период (примерно на 40 млн. лет) предвеляет движение северных платформ. Движение последних по существу начинается после остановки южных платформ. Следует заметить, что вытекающий из рассмотрения палеомагнитных данных вывод о дифференциации докембрийских платформ на два семейства не является оригинальным. В свое время еще А. Дю-Тойт (1963), развивая идеи А. Вегенера о континентальном дрейфе, предположил существование в прошлом не одного (Пангея), а двух суперконтинентов — Лавразии, объединявшей Европу, Северную Америку и значительную часть Азии, и Гондваны, состоявшей из Африки, Австралии, Индии, Южной Америки и Антарктиды. Сравнительно недавно П. С. Воронов (1968) сопоставил морфометрические особенности современных материков и разделил их опять-таки на два семейства — северных и южных материков.

Асинхронность горизонтальных перемещений и их бицикличность (существование этапов в 110 и 220 млн. лет) позволяют говорить о сложной структуре планетарных эпох эпейрофореза, которые включают в себя перемещение одной платформы или сближенные во времени эпохи перемещения нескольких платформ, и соответственно о глобальных периодах устойчивого палеогеографического положения регионов. Предлагаемый вариант периодизации приводится на рис. IX.1.

Вфанерозое можно наметить послесеннонскую (0—70 млн. лет), позднепермь-лейасовую (180—265 млн. лет), предвестфальскую (320—340 млн. лет), силурийскую (400—460 млн. лет) эпохи планетарного эпейрофореза, а также средне меловую и

Рис. IX.1. Генерализованная схема палеомагнитных этапов развития Земли в фанерозое.

1 — периоды относительно устойчивого палеогеографического положения платформ; 2 — периоды преобладающего погружения и прогибания; 3 — эпохи эпейрофореза; 4 — эпохи преобладающего воздымания.

на рубеже среднего и позднего кембрия. Перемещение Сибирской платформы на рубеже среднего и позднего кембрия является, вероятно, только фрагментом соответствующей эпохи планетарного эпейрофореза. Поэтому вопрос о ее геохронологических границах остается открытым.

Одноактное палеоширотное перемещение платформ заметно изменяется от региона к региону и от эпохи к эпохе. Например, среднекайнозойское перемещение Австралийской платформы составляет 43° дуги экватора, тогда как Африканская платформа повернулась на 20° против часовой стрелки (центр вращения — северо-западная часть Гвинейского залива). Силурийское перемещение Сибирской платформы составляет 55° дуги экватора, а ее перемещение на рубеже среднего и позднего палеозоя — 23° . Иными словами, в эпохи планетарного эпейрофореза возникают благоприятные условия для значительных палеогеографических перестроек. Однако эти условия в силу многих причин (например, при встречном движении, при неподвижности смежного региона и т. д.) реализуются полностью, частично, или не реализуются вовсе. Естественным следствием такой трансформации является кратное увеличение продолжительности геонимического этапа развития того или иного региона (110 или же 220 млн. лет) и соответственно удвоение длительности периода его относительно устойчивого палеогеографического положения.

Судя по схеме, представленной на рис. IX.1, в фанерозое можно выделить и наметить всего шесть эпох планетарного эпейрофореза, разделяющих шесть глобальных периодов устойчивого палеогеографического положения регионов. Середины названных эпох служат рубежами геонимических этапов. Пользуясь принятой в геологии системой индексации (снизу вверх), эти этапы могут быть названы первый фанерозойский, второй, третий, четвертый, пятый и шестой. Принимаемая система обозначений должна предусматривать различие в рамках каждого этапа PH_i (где i меняется от 1 до 6) периодов устойчивого положения и эпох эпейрофореза регионов, как явлений принципиально отличных. Предлагаем период устойчивого положения обозначать Ph_i , а ограничивающие его эпохи эпейрофореза $_{i-1}PH_i$ и PH_{i+1} . Региональные геонимические этапы легко укладываются в эту схему. Например, постсреднетриасовый геонимический этап Восточно-Европейской платформы, как это видно из схемы на рис. IX.1, охватывает пятый и шестой планетарные фанерозойские геонимические этапы. Позднепалеозой-среднетриасовый этап Сибирской платформы соответствует четвертому планетарному этапу, среднепалеозойский — третьему и т. д. Нижняя граница первого планетарного фанерозойского геонимического (и соответственно палеомагнитного) этапа может быть намечена на уровне 640—660 млн. лет и принята в качестве нижней границы фанерозоя.

В таком понимании фанерозой выступает как эквивалент планетарного мегаэтапа, в течение которого материка имеют возможность переместиться на 180° . К этому вопросу мы вернемся после рассмотрения материалов по истории геологического развития складчатых областей.

СКЛАДЧАТЫЕ ОБЛАСТИ

Краткое рассмотрение структурно-тектонического строения разновозрастных складчатых областей и пространственно-временной дифференциации слагающих их пород в совокупности с данными палеомагнитных исследований платформенных отложений позволяют констатировать, что стадийность геосинклинального развития прилегающих к платформам складчатых систем тесно связана с эпейрофорезом платформ. Иначе говоря, эпохи направленного ускоренного перемещения докембрийских континентальных платформ выступают как события межрегионального ранга.

Действительно, позднесилурийское перемещение Восточно-Европейской платформы сопряжено с замыканием геосинклинальных прогибов Скандинавских каледонид (окончание собственно геосинклинальной — начало орогенной стадии) и заложением герцинских геосинклинальных прогибов Европы и Урала. Среднетриас-лейасовое перемещение совпадает с заключительными фазами герцинской орогении и заложением альпийских геосинклинальных прогибов; постмиоценовое — с замыканием альпийских геосинклинальных прогибов (начало орогенной стадии) и формированием котловин Черного и Каспийского морей.

Аналогичные соотношения между эпейрофорезом и горообразовательными процессами имеют место на Северо-Американской платформе, среднетриас-лейасовое перемещение которой синхронно заключительным актам герцинской орогении и сопряжено с заложением альпийских геосинклинальных прогибов; позднекайнозойское — с заключительными фазами альпийской.

Среднекембрийское перемещение Сибирской платформы сопровождалось замыканием раннекаледонских геосинклинальных прогибов (переход к орогенной стадии) и совпадает во времени с рубежом, разделяющим нижний и верхний структурные ярусы геосинклинального комплекса поздних каледонид Западного Саяна и Северной Тувы. Силурийское перемещение Сибирской платформы может быть сопоставлено с замыканием позднекаледонских геосинклинальных прогибов (переход к орогенной стадии) и заложением герцинид. Начало орогенной стадии геосинклинального развития герцинид от-

носится к концу раннего карбона, окончание — к концу триаса. В раннем карбоне началось формирование некоторых альпийских геосинклинальных прогибов (куда мы включаем и ранние альпиды (мезозониды) Азии), хотя повсеместное заложение альпид относится ко второй половине триаса. С другой стороны, конец раннего карбона и средний триас — лейас на Сибирской платформе явились эпохами ее ускоренного направленного перемещения. Среднемеловое воздымание и эпейрофорез (?) могут быть сопоставлены с замыканием ранних альпид (мезозонид) Северо-Восточной Азии. Эпейрофорез платформы в позднем кайнозое совпадает с началом формирования орогенного яруса поздних альпид.

Перемещение Африканской платформы в конце перми — начале триаса сопряжено с завершением орогенной стадии геосинклинального развития герцинид Капской и Атласской складчатых областей и заложением альпид Атласа. Последние были вовлечены в интенсивные орогенические движения в олигоцене, в эпоху ускоренного перемещения Африканской платформы и оформления субокеанических впадин Средиземного моря.

Эпейрофорез Австралии в конце раннего карбона приурочен к заключительным фазам орогенного развития геосинклинали Лаклан. Предполагаемое палеодолготное перемещение Австралии в конце перми — самом начале триаса синхронно замыканию герцинид Восточной Австралии (геосинклиналь Новой Англии) и несколько предвещает заложение альпийских геосинклинальных прогибов Новой Гвинеи. Среднетретичный эпейрофорез и горообразование завершают стадию собственно геосинклинального развития альпид Новой Гвинеи.

Среднетретичное перемещение Индийской платформы совпадает с началом орогенной стадии развития обрамляющих ее альпийских геосинклинальных систем. Аналогичные соотношения прослежены для континентов Южной Америки и Антарктиды.

На основании изложенного можно утверждать, что эпохи ускоренного направленного перемещения докембрийских континентальных платформ сопряжены с начальными или конечными фазами орогенной стадии развития геосинклиналей одного тектонического цикла и заложением геосинклинальных прогибов следующего.

Моменты перемещения платформ зафиксированы в геологических разрезах геосинклинальных областей в качестве границ, разделяющих геосинклинальные толщи на комплексы выступов основания, собственно геосинклинальный и орогенный, и являются естественными геологическими рубежами, отмечающими стадийность развития геосинклинальных систем. Обычно эти рубежи заметно скользят во времени и пространстве, что вполне согласуется с развиваемыми представлениями

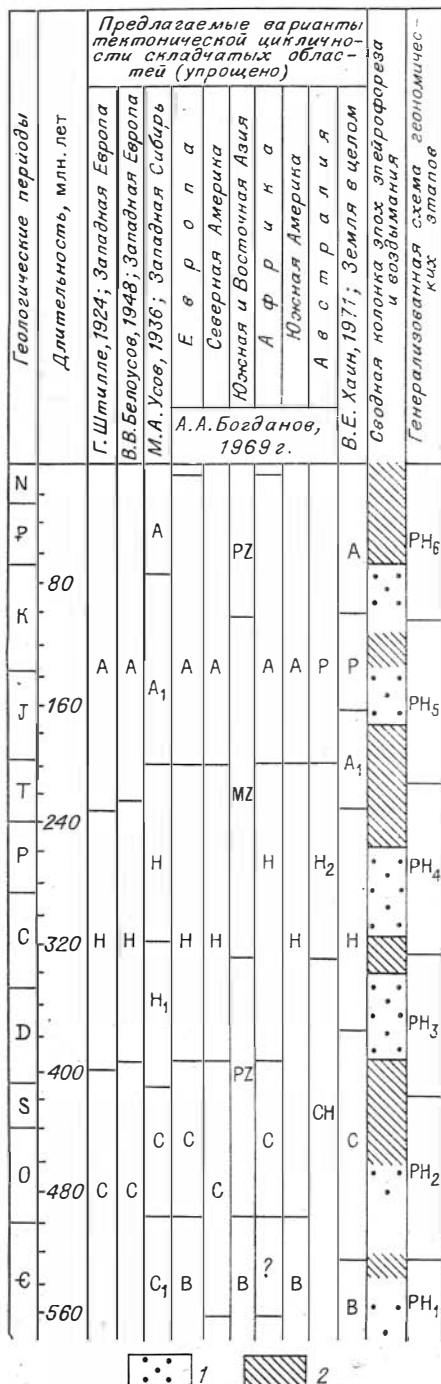
о длительности планетарных эпох эпейрофореза и некоторой асинхронности движений отдельных платформ.

Периодам устойчивого палеогеографического положения платформ соответственно отвечают стадии собственно геосинклинального или орогенного развития геосинклинальных областей, или, наконец, геосинклинального цикла в целом (исключая, разумеется, начальные и конечные фазы каждого цикла).

Таким образом, группирование палеомагнитных полюсов платформенных областей тесно связано с цикличностью и стадийностью геологического развития прилегающих к платформам геосинклинальных областей. Это значит, что геонимические этапы не являются сугубо платформенной категорией геологических событий. В геосинклинальных областях геонимический этап охватывает интервал времени между двумя последовательными перемещениями смежных платформ и сопряжен во времени с формированием одного или двух геосинклинальных ярусов. Рубежам геонимических этапов отвечают эпохи ускоренного направленного перемещения платформ и резких погружений (заложение геосинклинальных прогибов) и воздыманий (замыкание прогибов, завершение орогенной стадии геосинклинального развития) складчатых систем.

С этих позиций горообразование и складчатость могут рассматриваться как результат активного взаимодействия относительно пластичных геосинклинальных толщ с консолидированными блоками древних платформ. При этом, естественно, происходит некоторое напользование сжимаемых в складки сравнительно легких и первоначально слабо литифицированных геосинклинальных осадков на более плотные и консолидированные платформенные блоки. Масштабы таких надвигов — десятки — первые сотни километров. Развивающиеся геосинклинальные прогибы формируются вдоль систем глубинных разломов, возникающих или активизирующихся при эпейрофорезе.

На рис. IX,2 приведены различные варианты тектонической цикличности складчатых областей в сопоставлении со схемой геонимических этапов. По существу все многообразие разработанных тектонических схем фанерозоя свободно и без натяжек сопоставляется с генерализованной схемой геонимических этапов. Наиболее показательна в этом отношении приуроченность рубежей каледонского и раннегерцинского, раннегерцинского и позднегерцинского, позднегерцинского и альпийского циклов к эпохам эпейрофореза, разделяющим соответственно второй и третий, третий и четвертый, четвертый и пятый геонимические этапы фанерозоя. Граница между первым и вторым геонимическими этапами проведена по результатам изучения горных пород только Сибирской платформы и, строго говоря, является региональной (а не глобальной). Поэтому в графе «Сводная колонна эпох эпейрофореза» она не может быть уверенно ограничена во времени горизонтальными линиями. В таком



случае геонимический этап начинается с резкого замедления поступательного перемещения платформы и прилегающих к ней консолидированных складчатых областей и их неравномерного погружения. В замыкающихся геосинклинальных системах в это время обычно завершается собственно геосинклинального развития, а во вновь зародившихся прогибах начинается формирование нового геосинклинального комплекса.

Во второй половине этапа темп погружений и прогибаний платформенных областей и ближайших к ним новых геосинклинальных систем постепенно замедляется и сменяется положительными движениями.

В эпоху нового перемещения платформа воздымается, «новые» геосинклинальные системы за-

Рис. IX.2. Различные варианты тектонической цикличности складчатых областей и фанерозойские геонимические этапы.

1 — периоды относительно устойчивого палеогеографического положения и преобладающего погружения регионов; 2 — эпохи эпейрофореза и воздымания. Тектонические циклы: А — альпийский, Р — тихоокеанский (альпийский), Р₂ — тихоокеанский (позднеальпийский); А₁ — киммерийский (раннеальпийский); МЗ — мезозойский (раннеальпийский); Н — герцинский; Н₂ — хантер-боуэнский (позднегерцинский); Н₁ — тельбесский (раннегерцинский); РЗ — палеозойский; СН — лахланский; С — каледонский, С₁ — салирский (раннекаледонский).

мыкаются, становясь системами прошлого тектонического цикла, закладываются геосинклинальные прогибы следующего цикла. Сопутствующее перемещению изменение палеоширотного положения регионов сопровождается соответствующими палеоклиматическими перестройками.

Глава X

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ЭТАПЫ ФАНЕРОЗОЯ (геомагнитные аспекты)

Палеомагнитные аспекты концепции геонимических этапов предусматривают, на наш взгляд, анализ основных закономерностей группирования палеомагнитных полюсов, изменения напряженности и полярности геомагнитного поля. Первая часть этой работы изложена.

Неравномерность «миграции» палеомагнитных полюсов, изменений полярности геомагнитного поля и существование вариаций намагниченности горных пород наметились уже по результатам первых палеомагнитных исследований (Храмов, 1958; Ирвинг, 1962). А. Н. Храмов (1958) обратил внимание на совпадение быстрых движений полюса и частых изменений полярности. Но потребовалось почти десятилетие интенсивных палеомагнитных исследований, чтобы накопился достаточный материал, и неясно угадываемые вехи геосторического развития магнитного поля отчетливо обозначились в виде различных режимов существования этого поля и различных типов движения палеомагнитных полюсов.

РЕЖИМЫ ГЕОМАГНИТНОГО ПОЛЯ

Существование пород прямой и обратной полярности было установлено в 1906 г. Б. Брюнесом и подтверждено дальнейшими исследованиями. Обратная полярность многих плейстоценовых и третичных базальтов Шпицбергена, Дальнего Востока и Австралии позволила М. Матуяма и П. Л. Меркантиону предположить, что геомагнитное поле соответствующих интервалов времени было противоположно современному (Блекетт, 1959). К сожалению, эти данные и соображения не привлекли к себе должного внимания, так как магнитометрические измерения носили эпизодический характер, не ясен был механизм образования остаточной намагниченности, не было

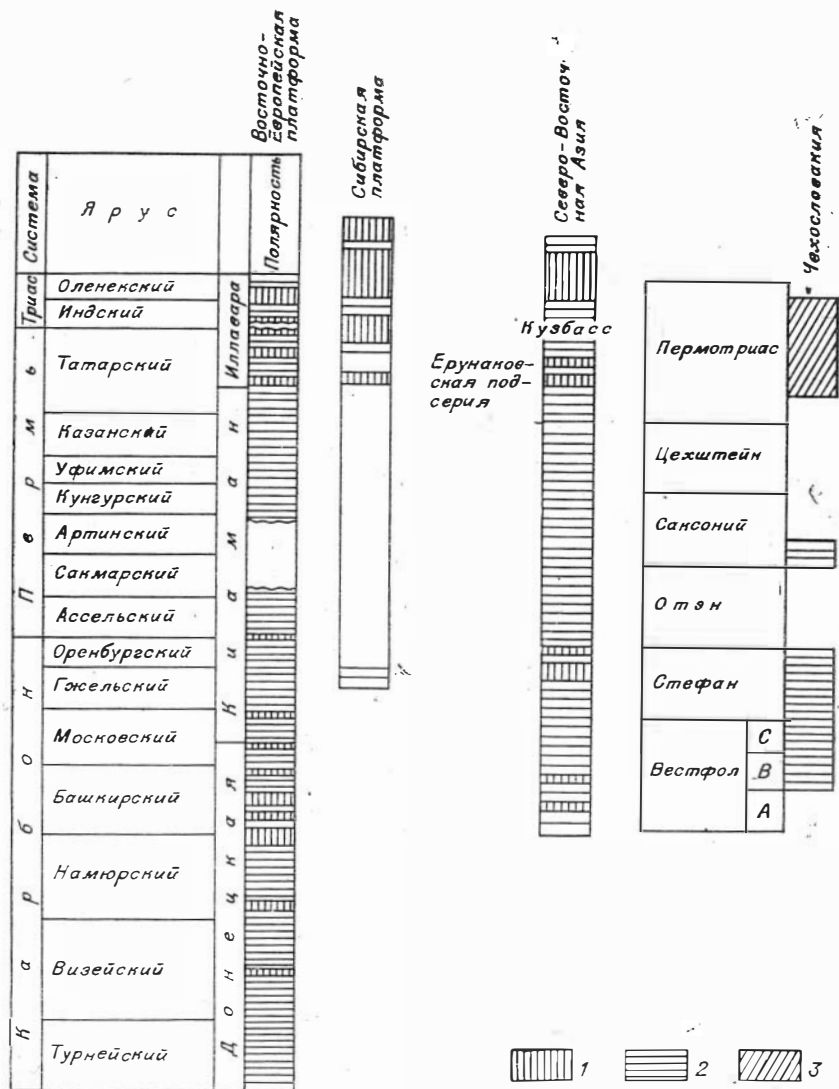
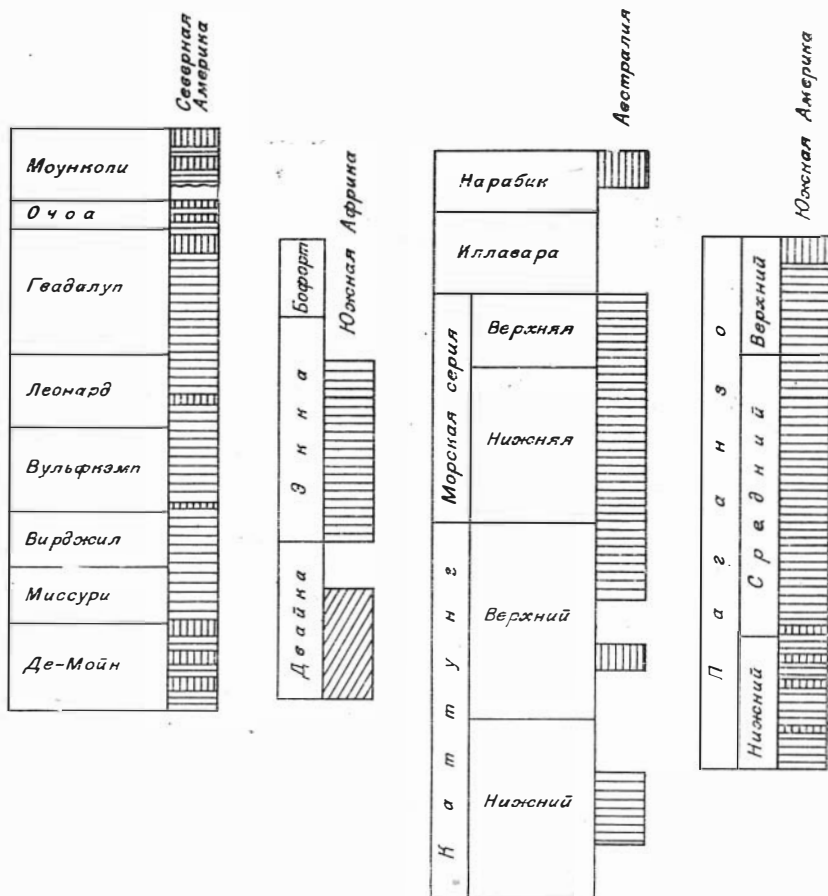


Рис. X.1. Палеомагнитная корреляция позднепалеозой-раннетриасовых полне
1, 2, 3 — прямо, обратно и

создано теории магнитного поля Земли и инверсия поля казалась сомнительной. Однако примеры обратной намагниченности пород множились. В 1950 г. А. Рош (Блекетт, 1959) опубликовал материалы, показывающие, что около половины третичных лав Центральной Франции имеют обратную поляр-



отложений по А. Н. Храмову (Палеомагнетизм палеозоя, 1974) с дониями.

знакопеременно намагниченные отложения.

ность. К аналогичному выводу пришел Дж. Хосперс (Hosper, 1954, 1955) при исследовании кайнозойских базальтовых покровов Исландии. Чередование прямо и обратно намагниченных пород позволило оценить среднюю продолжительность существования поля прямой и обратной полярности в кай-

ное в 250—500 тыс. лет, а обращение геомагнитного поля (смену полярности) — в 10 тыс. лет. Дж. Хоспер отметил, что все посленижнеантропогенные лавы и осадки намагничены положительно.

Существование прямо и обратно намагниченных осадочных пород было установлено Э. Грэхемом и подтверждено Н. Каваи, Э. Ирвингом, А. Н. Храмовым и многими другими (Храмов, 1958; и др.). Чередование горизонтов прямой и обратной полярности было использовано Н. Каваи и Т. Эйнарссоном и Т. Сигургейрссоном (Einarsson, Sigurgeirsson, 1955) для корреляции изверженных образований. А. Н. Храмов (1958) предложил и разработал метод палеомагнитной корреляции осадочных толщ.

Особая значимость вывода об обращении геомагнитного поля и возможность самообращения остаточной намагниченности горных пород, обоснованная теоретически (Neel, 1951, 1955) и доказанная экспериментально (Nagata, 1951 и др.), допускают, что число противоположно намагниченных слоев может превышать количество обращений магнитного поля. К аналогичному эффекту могут приводить процессы образования метакристаллической намагниченности.

Решающим доказательством обращений геомагнитного поля является генерализованная идентичность по знаку разновозрастных пород разного генезиса и состава, отобранных на территории различных регионов. Такие доказательства к настоящему времени получены для разных эпох и периодов фанерозоя. Но особенно сильное впечатление производят результаты изучения плиоцен-четвертичных и позднепалеозойских толщ (рис. X.1).

Успехи, достигнутые в середине 60-х годов, поставили на повестку дня вопрос о закономерностях временного распределения горизонтов прямой и обратной полярности и создания палеомагнитно-стратиграфической шкалы (Храмов, 1955; и др.). Развернувшиеся в последующее десятилетие интенсивные палеомагнитные исследования позволили в основных чертах реконструировать последовательность расположения палеомагнитных горизонтов различной полярности в фанерозое. А. Н. Храмов, В. П. Родионов и Р. А. Комиссарова (1965) выделили три режима изменения полярности геомагнитного поля во времени. В формулировке 1967 г. эти режимы описываются А. Н. Храмовым следующим образом:

«1. Устойчивое поле современной полярности с редкими „всплесками“ поля обратной полярности. Режим характерен для позднего ордовика, раннего силура, почти всего мезозоя.

2. Устойчивое поле обратной полярности с редкими „всплесками“ поля современной полярности. Режим характерен для синия (венда, конца позднего докембрия. — А. К.), раннего и среднего кембрия, для промежутков времени средний девон —

ранний карбон, поздний карбон — ранняя пермь, а также для палеогена.

3. Знакопеременное поле — частое (0,5—5 млн. лет) чередование поля современной и обратной полярности. Режим характерен для промежутков времени поздний кембрий — средний ордовик, поздний силур — ранний девон, средний карбон, поздняя пермь — ранний триас, плиоцен — четвертичный период» (Храмов, Шолпо, 1967, с. 104).

Последующие исследования показали, что поле прямой полярности преобладало, вероятно, в конце среднего — большей части позднего ордовика; в раннем ордовике, возможно, господствовало поле обратной полярности. Отложения лlandoверийского яруса силура намагничены нормально на юге и северо-западе Сибирской платформы, обратно — в Приднестровье и на Урале (Палеомагнетизм палеозоя, 1974). Частое чередование горизонтов прямой и обратной полярности отмечено в нижнем мелу (Печерский, 1970; McElhinny, Burek, 1971). В палеогеновых осадках Сибирской платформы и Средней Азии выделяется более 10 прямо и обратно намагниченных слоев (Кравчинский и др., 1973; Гадов, Пеньков, 1970). Эти примеры могут быть умножены и показывают, что работа по детализации, уточнению и совершенствованию шкалы временного распределения инверсий геомагнитного поля еще далеко не завершена. Таким оказался долгий путь от выявления феномена обратной полярности в 1906 г. через осознание равноправности прямой и обратной полярности пород в 50-х годах до выделения характерных режимов геомагнитного поля. Новые данные уже не могут изменить представления о существовании разных режимов геомагнитного поля. В связи с этим хочется особо упомянуть о замечательных исследованиях Э. Ирвинга (Irving, 1964, 1966), который по собственным материалам вплотную подошел к необходимости выделения разных режимов полярности и разных типов перемещения полюсов.

ТИПЫ «МИГРАЦИИ» ПАЛЕОМАГНИТНОГО ПОЛЮСА

Два принципиальных разных типа движения полюсов, которые регулярно сменяют друг друга во времени, были выделены в 1966—1967 гг. на примере Восточной Сибири, апробированы материалами по другим регионам и описаны как 1) резкие скачкообразные перемещения на расстояния до 40° (!) дуги экватора за геологически ничтожный интервал времени. Такие революции устанавливаются на рубежах палеомагнитных (и геонимических.— А. К.) этапов и сопровождаются коренной перестройкой региона; 2) относительно незначительные перемещения до 10° дуги экватора, в целом не меняющие режима седиментации. Такие эволюции сопровождают

К в е м б р и й с к а я			1	Система
Нижний		Верхний	2	Отдел
			3	Полярность

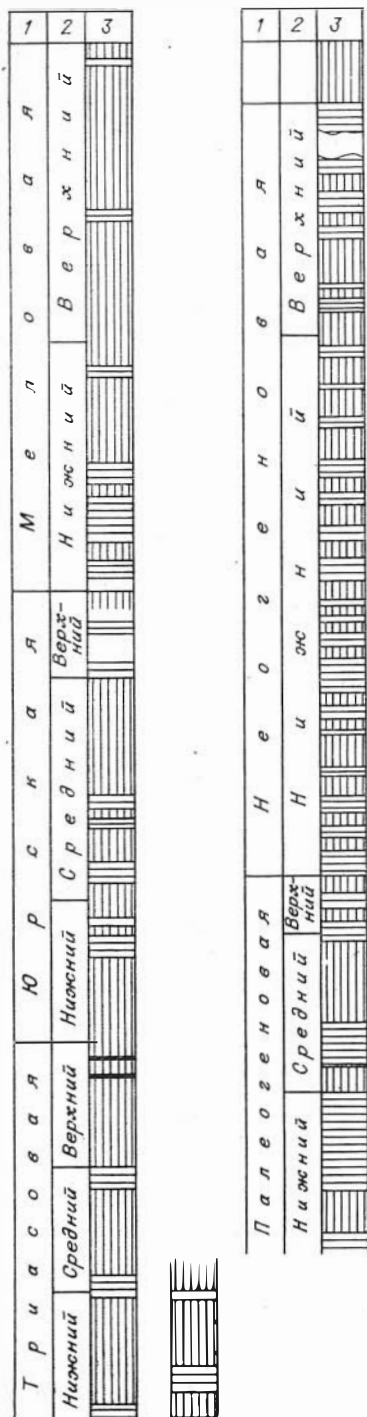


1	О р д о в и н с к а я	2	3
	Нижний	Средний	Верхний



1	Силурийская	Д е в о н с к а я	2	3
	Верхний	Нижний	Средний	Верхний

1	Каменноугольная			Пермская	2	3
	Нижний	Средний	Верхний	Нижний	Верхний	



обновления геомагнитного плана в рамках палеомагнитного этапа (Кравчинский, 1968, с. 16; Кравчинский, 1967, 1973б; и др).

Отмеченная периодичность палеомагнитных перестроек и сопряженных с ними палеоширотных перемещений и вертикальных тектонических движений получила подтверждение в работах Э. А. Молоствовского (1969, 1970). В. П. Апарин, обстоятельно ознакомившись с результатами наших работ, совместно с В. С. Веденковым проверил и повторил выводы о существовании двух коренным образом различающихся типов перемещения палеомагнитных полюсов, которые регулярно сменяют друг друга во времени. Надо заметить, что указанные авторы пользовались иной методикой расчетов (Апарин, Веденков, 1973), к сожалению, не предусматривающей определение скорости палеоширотного перемещения континентов.

ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ЭТАПЫ

По определению палеомагнитный этап охватывает интервал времени между двумя пе-

Рис. X.2. Палеомагнитные разрезы фанерозоя (по данным советских авторов).

1, 2 — нормально и обратно намагниченные отложения; 3 — мощные зоны инверсий. Разрезы раннего палеозоя заимствованы из работы «Палеомагнетизм палеозоя» (1974), среднего — позднего палеозоя — «Палеомагнетизм палеозоя» (1974) с учетом данных В. П. Апарина (1966), В. М. Кириллова (1971), мезозоя (Печерский, 1970), кайнозоя (Гамов, Пенсков, 1970; Назаров, Давтян, 1970; Кравчинский и др., 1973; и др.). В колонках справа приведены наши данные по Сибирской платформе, учтенные при составлении сводного разреза (Кравчинский, 1973).

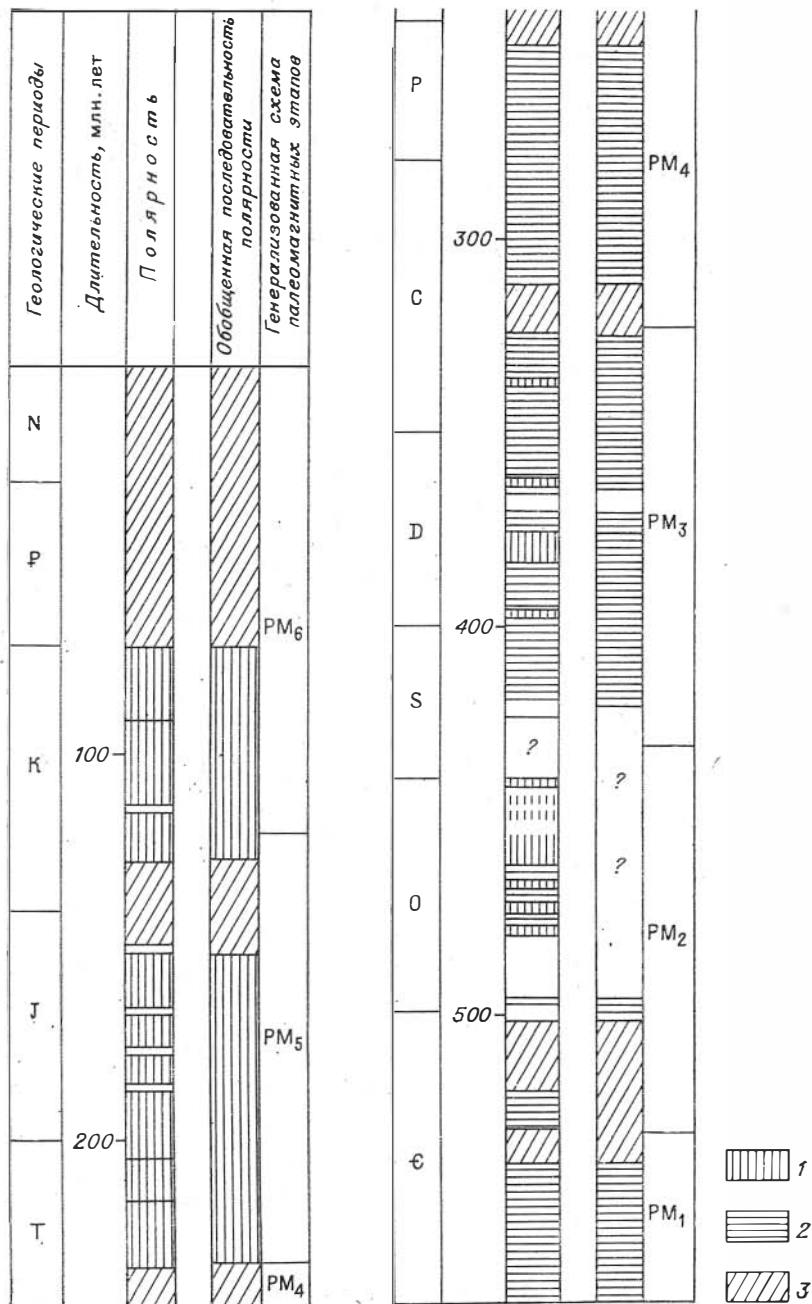


Рис. Х.3. Сводный палеомагнитный разрез фанерозоя.
1, 2, 3 — нормально, обратно и знакопеременно намагниченные отложения.

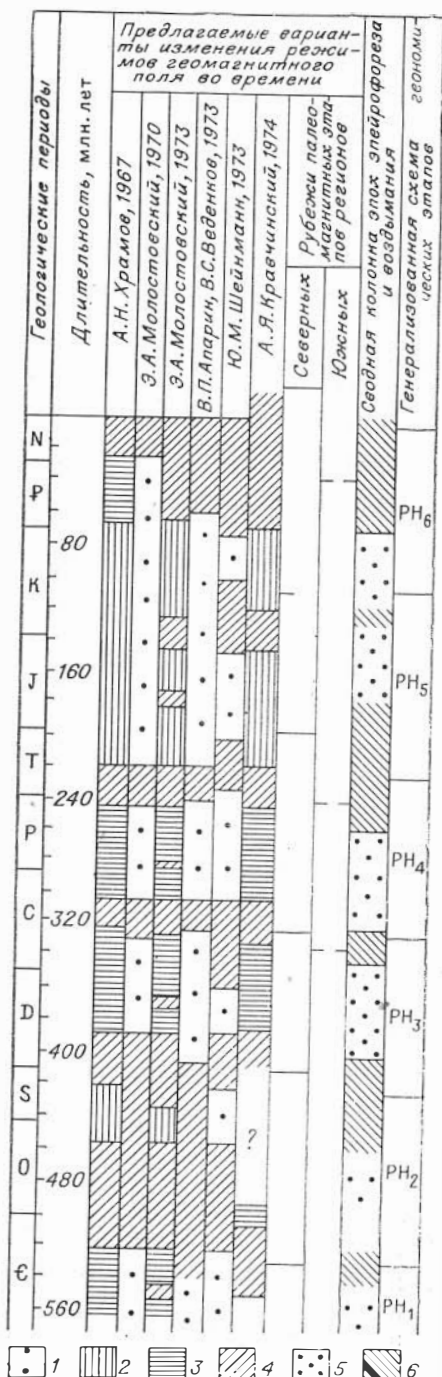
регруппировками палеомагнитных полюсов. На рис. X.2 и X.3 показана последовательность прямо и обратно намагниченных горных пород фанерозоя. Э. А. Молостовский (1970) обратил внимание на периодичность эпох знакопеременного поля. Ю. Д. Калинин (1974) и А. Н. Храмов (Палеомагнетизм палеозоя, 1974) пришли к выводу о существовании ритмов частоты инверсий с периодом, близким к 200—250 млн. лет.

Наиболее значительными эпохами знакопеременного поля нам представляются: послесеннонская (0 — 70 млн. лет), первой половины мела (?) (120 — 140 млн. лет), конца перми — начала триаса (230 — 250 млн. лет), среднего карбона (305—325 млн. лет), начала среднего палеозоя (?), второй половины кембрия (505—535 млн. лет).

Характер корреляции эпох знакопеременного поля с планетарными и региональными эпохами эпейрофореза иллюстрируется схемой на рис. X.3, X.4. Последняя ледниковая эпоха частых инверсий вполне отвечает пос-

Рис. X.4. Режимы геомагнитного поля палеомагнитных этапов.

Время существования: 1 — устойчивого геомагнитного поля (без указания полярности), 2 — поля нормальной полярности, 3 — поля обратной полярности, 4 — знакопеременного (неустойчивого) геомагнитного поля; 5 — периоды относительно устойчивого палеогеографического положения и преобладающего погружения регионов; 6 — эпохи эпейрофореза и воздымания.



лесенноннской эпохе перегруппировки полюсов и горизонтального перемещения континентов — сначала южных, а затем и северных. Эпоха знакопеременного поля конца перми — начала триаса (250 — 230 млн. лет) приурочена к середине позднепермь-лейасовой эпохи эпейрофореза (265—180 млн. лет), среднекаменноугольная несколько смещена относительно соответствующей эпохи эпейрофореза. Это предполагает существование косвенных причинных связей между явлениями дрейфа и режимом знакопеременного магнитного поля.

Эпохи частых инверсий перемежаются с периодами существования устойчивого геомагнитного поля прямой (современной) или обратной полярности. Поле прямой полярности N господствовало в мезокайнозое. Для палеозоя в целом можно говорить о преобладании поля обратной полярности R . Но наиболее обстоятельно изучены отложения позднего палеозоя, имеющие обратную полярность. Многие аспекты временного распределения прямо и обратно намагниченных слоев в среднем и раннем палеозое продолжают оставаться предметом исследования и обсуждения и со временем, безусловно, будут разрешены. Тем не менее соответствие периодов устойчивого геомагнитного поля периодам группирования палеомагнитных полюсов, устойчивого палеогеографического положения континентов и их погружения, иллюстрируемое схемами на рис. IX.1, IX.2, X.4, представляется достаточно надежным, по крайней мере при планетарном сопоставлении. В плане региональных сопоставлений точного совпадения не наблюдается. Поэтому следует говорить не столько о строгой приуроченности, сколько о тяготении эпох знакопеременного режима к рубежам палеомагнитных этапов развития конкретного региона.

По аналогии с этапами геонимическими (PH_i) палеомагнитные этапы (PM_i) подразделяются на периоды относительно устойчивого состояния Pm_i (группирования полюсов и устойчивого геомагнитного поля) и ограничивающие их эпохи перестроек $_{i-1}PM_i$ и $_iPM_{i+1}$ — эпохи перегруппировок полюсов с тяготеющими к ним интервалами переменного поля. Для большей половины фанерозоя (от PM_1 до PM_4 включительно) характерно преобладание поля обратной полярности, для PM_5 и PM_6 — прямой.

Более тонкая структура палеомагнитных этапов, отражающая индивидуальную неповторимость каждого из них и общую временную эволюцию геомагнитного поля, приведена на рис. X.1 и X.2. Надо заметить, что наиболее изученными интервалами фанерозоя являются PM_4 и конец $_6PM_7$, для которых достаточно подробно и надежно выяснены последовательность и продолжительность (относительная для PM_4 и абсолютная для $_6PM_7$) существования полей обратной R и прямой N полярностей. Достоверность полученных последовательностей

N и R для PM_i и PM_j многократно проверена на всех континентах (Палеомагнетизм палеозоя, 1974; Сох, 1969). Имеется достаточно примеров, в том числе из практики наших работ (Давыдов, Кравчинский, 1973; Результаты палеомагнитных и геологических исследований, 1973; Кравчинский и др., 1976; и др.), успешного применения результатов такого рода разработок для решения конкретных производственных задач. Поэтому выяснение индивидуальных палеомагнитных характеристик каждого палеомагнитного этапа PM_i является важнейшей проблемой палеомагнитных исследований.

Набор опознавательных признаков PM_i должен как минимум включать: структуру полярностей (т. е. последовательность изменения полярности, частоту, продолжительности существования полей нормальной и обратной полярности); напряженность геомагнитного поля; направления I_n^0 пород и соответствующие им значения координат палеомагнитных полюсов (Φ и Λ); скорости изменения положения полюсов и скорости изменения палеоширот континентов; характерные индикаторы переходных режимов в моменты обращения геомагнитного поля. Сегодня мы еще далеки от завершения этой большой и чрезвычайно важной работы.

Глава XI

КОНЦЕПЦИЯ ГЕОНОМИЧЕСКИХ ЭТАПОВ РАЗВИТИЯ ЗЕМЛИ

Чередование периодов устойчивого палеогеографического положения с эпохами направленного ускоренного перемещения регионов, сопряженность вертикальных и горизонтальных движений, групповой характер эпейрофореза, асинхронность перемещений, различия режимов геомагнитного поля, типы «миграции» палеомагнитных полюсов, палеоклиматические перестройки и другие не рассматриваются в совокупности и не находят объяснения в известных геотектонических концепциях и гипотезах, но органически сочетаются в рамках гипотезы о геонимических этапах развития Земли, суть которой заключается в следующем.

В новейших геотектонических построениях, в отличие от предположений А. Вегенера, постулируется перемещение верхней твердой оболочки Земли — литосферы — по уровню астеносферы (слабого слоя) (Новая глобальная тектоника, 1974; и др.). Верхняя граница астеносферы находится на глубине около 50—60 км под океанами и 100—120 — под континентами, нижняя соответственно на глубинах около 350 и 200 км, т. е.

мощность астеносферы под океанами в два-три раза больше, чем под континентами. Логично предположить, что с исчезновением астеносферного слоя должен прекращаться и дрейф континентов. В таком аспекте вопрос континентального дрейфа рассматривается, по-видимому, впервые, хотя возможность консолидации субпластичной астеносферы вследствие некоторого понижения температуры ранее обсуждалась Е. А. Любимовой (1970) и допускалась применительно к процессу пенеопленизации Восточной Сибири в конце мела (Зорин, 1972). Своими истоками эта концепция восходит к гипотезе Дж. Джולי (Joly, 1925), который предполагал периодическое плавление базальтового слоя при накоплении радиогенного тепла. Сама гипотеза оказалась несостоятельной, но идеи Дж. Джולי (Joly, 1925) о привлечении радиогенного тепла и периодическом плавлении глубинных слоев оказались чрезвычайно плодотворными и были использованы при последующих геотектонических построениях. Следует заметить, что перемещение границ раздела слоев Земли в геологическом масштабе времени не относится к числу умозрительных заключений. Геологические наблюдения на поверхности континентов дают нам яркие примеры пространственного и временного круговорота, перераспределения и движения осадочных, вулканогенных и метаморфических толщ (изверженные породы → осадочные образования → метаморфические толщи → осадочные отложения и т. д.).

Причиной возникновения астеносферного слоя является аморфизация и частичное (от 1 до 10%) плавление вещества верхней мантии (Магницкий, 1968; и др.). Равенство средних величин теплового потока на континентах и океанах ($1,3 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, по Е. А. Любимовой (1970); $1,41 \pm 0,52$ и $1,42 \pm 0,78 \text{ кал} \cdot \text{см}^{-2} \cdot \text{с}^{-1}$, по Х. К. Ли и С. Уеда (Ботт, 1974)) предполагает, что в верхней мантии под океанами температура выше, чем под континентами, так как вклад тонкой и обедненной радиоактивными компонентами коры океанов в тепловой поток пренебрежительно мал.

Объективным подтверждением этого вывода является погружение верхней границы «слабого слоя» под континенты. Например, под океаническими рифтовыми впадинами Атлантического и Индийского океанов граница астеносферы поднимается до 20—40 км, близ океанических глубоководных желобов погружается до 80—100 км, а в Центральной Азии — до 140. По сейсмологическим данным мощность астеносферы (низкоскоростного слоя) в пределах Срединно-Атлантического хребта на участке между 50 и 70° с. ш. около 300 км. «В юго-восточной части Европы и в Центральной Азии установлен низкоскоростной канал на глубинах около 140—180 км... Глубина до волновода около 140 км фиксируется по данным волн *P* и *S* под Индией, где мощность его около 50 км... Модели верхней мантии, построенные на основании распределения скоростей волн *P* и *S*

в пределах Европейского континента, позволяют установить низкоскоростную зону на глубинах от 100—140 км до 300 км... Сейсмологические исследования в Калифорнии позволяют представить следующую модель глубинного строения верхов мантии в этом районе и в его ближайшем окружении. Низкоскоростной канал — наиболее мощный на участке между побережьем Тихого океана и Центральной Долиной Калифорнии. Глубина его кровли здесь 45 км, подошвы 220—260 км... В направлении центральных районов Северной Америки мощность низкоскоростного канала уменьшается, близ Сьерра-Невады глубина кровли ~ 90—100 км, подошвы 160—200 км» (Ушаков, 1974, с. 24, 27).

Естественно ожидать, что консолидация астеносферы будет происходить неодинаково под континентами и океанами. Субокеаническая астеносфера, перекрытая маломощной океанической корой, будет охлаждаться быстрее. Это повлечет за собой изменение соотношения мощностей континентальной и океанической литосферы за счет более быстрого охлаждения субокеанической астеносферы, что могло бы качественно вполне объяснить погружение континентов в период их устойчивого палеогеографического положения.

Непосредственные количественные оценки осложнены слабостью наших знаний о строении глубинных слоев Земли и, как видно из приводимого ниже примера, носят качественный характер.

Ранее было показано: 1) что современная эпоха является эпохой ускоренного направленного перемещения и высокого гипсометрического положения континентальных блоков или, в нашем понимании, эпохой глобального развития астеносферы. Это позволяет принять современную модель Земли в качестве некоего образца, позволяющего в первом приближении судить о состоянии геосфер в прошлые эпохи эпейрофореа; 2) в периоды погружения и устойчивого палеогеографического положения (консолидации по меньшей мере субконтинентальной астеносферы) плиты континентальных платформ погружаются обычно ниже уровня Мирового океана, но щиты образуют невысокие массивы суши. Учитывая мощность фанерозойских осадков, накопившихся в центральных районах платформы (до 3—5 тыс. м и более), погружения их можно оценить первыми сотнями метров (до 450 м и более) за каждые 110 млн. лет.

Наличие многочисленных перерывов, знаков ряби, трещин усыхания, внутриформационных галечников и конгломератов, остатков мелководных организмов и наземной растительности в отложениях эпиконтинентальных платформенных морей показывает, что их глубина в фанерозое, как правило, не была значительной.

Имеется богатый опыт изучения процессов восстановления изостатического равновесия земной поверхности после приложе-

ния или снятия нагрузки. Анализ данных, полученных для территории Фенноскандии, Канады и Аляски, Шпицбергена, Новой Земли, Земли Франца-Иосифа и др., демонстрирует возможность быстрой реакции современной литосферы даже на небольшие по площади изменения ледниковой нагрузки. Скорость изостатических движений в ряде районов Фенноскандии определяется в 13 см/год (!) (Артемьев, Артюшков, 1967). Очевидно, изменения мощности литосферы неизбежно должны сопровождаться нарушением изостатического равновесия и вызывать соответствующие погружения или всплытия литосферных блоков. При этом предполагается, что объем вод в Мировом океане существенно не изменяется за 15—40 млн. лет, которые требуются для геонимической перестройки отдельного региона.

Расчеты велись по известным формулам, выражающим условия изостатического равновесия (Люстих, 1957, с. 6, 7). Для современной эпохи принималось: плотность континентальной литосферы — 3,20 г/см³, океанической — 3,21 и астеносферы — 3,46 г/см³, мощность континентальной литосферы — 110 км, океанической — 55 км, средняя высота континентов — 780 м, глубина океанов — 5000 м.

Для периодов погружения плотность рассчитывалась в предположении, что литосфера наращивается остывающей астеносферой, плотность которой изменяется согласно модели Земли А (Буллена) (Ботт, 1974, с. 177). При заданных условиях, допуская погружения континентов на 400 м ниже уровня океана с одновременным утолщением континентальной литосферы на 30 км, получим утолщение океанической литосферы на 41 км.

Периодичность горизонтальных перемещений и сопряженность вертикальных и горизонтальных движений являются неизбежным логическим следствием представления о появлении и исчезновении астеносферного слоя. При этом эпейрогенические движения регулируются механизмом восстановления изостатического равновесия литосферных блоков, орогенические движения возникают в процессе коробления и активного взаимодействия движущихся литосферных блоков.

Развиваемые представления устраняют трудности в понимании асинхронности горизонтальных перемещений континентов, поскольку разобщенность, разные площади и мощности последних предполагают соответствующие вариации мощности астеносферы и продолжительности цикла «разогрев — охлаждение» («воздымание — погружение» или «эпейрофорез — стабильность»). Возникает как раз обратная проблема — необходимость обоснования синхронности движений группы южных (гондванских) материков и группы северных (лавразийских).

Начнем с того, что признание значительных горизонтальных перемещений материков допускает их иное взаимное положение в геологическом прошлом. Мы не будем останавливаться

на рассмотрении схем А. Вегенера и его многочисленных последователей и сторонников. Построения эти хорошо известны и широко обсуждались (Вегенер, 1925; Новая глобальная тектоника, 1974; и др.). Точность такого рода геометрических совмещений материков на сфере тщательно проверил Э. Буллард с сотрудниками (Bullard *et al.*, 1965). Совпадение очертаний континентального склона материков по обе стороны Атлантики оказалось почти идеальным. Во всех без исключения схемах Африка, Южная Америка, Антарктида, Индия и Австралия изображаются в виде единой гигантской докембрийской платформы Гондваны. Северная Америка и Евразия объединяются в Лавразию. Лавразия расчленена складчатыми областями. На долю континентальных докембрийских платформ здесь приходится лишь около трети площади, причем в азиатской части (без Индии) платформы занимают менее 20% территории континента, а складчатые области включают многочисленные срединные массивы (микроплатформы). Столь существенные различия в строении континентов, безусловно, связаны с особенностями их геологической истории. В мобилистских реконструкциях Лавразия и Гондвана нередко объединяются в материк Пангея, но в зоне их сочленения располагается герцинская складчатая область.

Указанные черты палеогеографического положения континентов предполагают синхронность горизонтальных движений южных платформ в рамках единой суперплатформы Гондваны до момента ее окончательного распада, что вполне согласуется с палеомагнитными данными.

Хорошее совмещение контуров континентального склона каледонских и герцинских структур Западной Европы и Северной Америки, совершенно так же, как совпадение при совмещении контуров герцинских структур Пиренейского полуострова, Северной Африки и Северной Америки (Bullard *et al.*, 1965) проще всего может быть понятно в предположении о прежнем тесном соприкосновении этих регионов.

По палеомагнитным данным отмечается синхронность движений Восточно-Европейской и Северо-Американской платформ, по меньшей мере, в позднем палеозое, т. е. с момента консолидации, разделяющей эти платформы Западноевропейско-Аппалачской складчатой области, последующий раскол которой произошел в альпийское время.

Герцинское сочленение Лавразии и Гондваны является следствием позднепалеозойского перемещения Гондваны на север и ее врезания в Лавразию. Собственно, только в такие моменты и можно говорить о возникновении вегенеровской Пангеи. Но поскольку позднегерцинское перемещение Гондваны в основном завершилось к середине триаса, а ускоренное перемещение Лавразии — в лейасе, соприкосновение Гондваны и Лавразии было кратковременным и асинхронность движений

этих крупнейших материковых массивов сохранялась до самого последнего времени (Кравчинский, 1973б, 1974).

Жесткое сочленение Восточно-Европейской и Сибирской платформ в фанерозое наметилось лишь в позднегерцинское время. Поэтому некоторая несогласованность горизонтальных движений Восточно-Европейской и Сибирской платформ в палеозое (Кравчинский, 1972а) является и показателем, и следствием их недостаточно прочной связи. Таким образом, синхронное перемещение нескольких платформ происходит определенно в том случае, когда они являются составными частями более крупной платформы или спаяны воедино складчатými системами в момент перемещения.

На рис. IX.1, IX.2 и X.4 сопоставлены эпейрогенические движения докембрийских платформ, эпейрофорез, орогенез, геосинклиналегенез с режимами геомагнитного поля в фанерозое. Корреляция этих явлений очевидна, но очевидна только при планетарном сопоставлении. В плане региональных сопоставлений, как уже отмечалось, воздымание, эпейрофорез и т. д. могут несколько опережать, совпадать или несколько запаздывать по отношению ко времени проявления режима частотного изменения полярности. Опережение отмечается для южных материков, запаздывание — для северных.

Источником геомагнитного поля является земное ядро. Только в жидком ядре возможны достаточно быстрые движения вещества. У. Эльзассер и Я. И. Френкель предположили, что конвекция в ядре имеет тепловую природу (Яновский, 1963). С. И. Брагинский (1967) показал, что в таком случае скорость диссипации (рассасывания) поля превышает скорость его регенерации. Был предположен иной механизм конвекции, допускающий дифференциацию вещества Земли по плотности (Брагинский, 1967; Артюшков, 1968, 1970). И хотя сами авторы не касаются вопроса возникновения и консолидации астеносферы, их идеи могут быть успешно использованы в этом направлении.

«Существование жидкого ядра более плотного, чем мантия, означает, что происходит (или происходила) интенсивная дифференциация первичного вещества Земли. Это вещество, очевидно, состоит из ряда минералов с различной плотностью. Все вещества более тяжелые, чем вещество внешнего ядра, должны тонуть в нем. Все вещества более легкие, чем первичное вещество Земли, должны подниматься в ее внешние слои. Таким образом, основная идея... очень проста и не зависит от состава ядра, тяжелого и легкого материала. Напротив, форма движений, которые переносят легкий материал наверх, зависит от конкретных свойств мантии, которые пока не известны» (Артюшков, 1970, с. 29).

«Согласно большинству сейсмических данных нижняя мантия, за исключением самого нижнего слоя, почти однородна в

горизонтальном направлении... Напротив, верхняя мантия и кора содержат большое число неоднородностей... Поэтому в первом приближении нижнюю мантию можно рассматривать как первичное, еще непродифференцированное вещество Земли. Тогда верхняя мантия представляет легкий материал, выделившийся за время жизни Земли у границы раздела ядра и мантии или непосредственно из нижней мантии» (Артюшков, 1970, с. 20).

Перенос легкого материала наверх может осуществляться путем конвекции (Сорохтин, 1974) или, если конвекция в нижней мантии невозможна, всплыванием больших масс легкого материала («каплями», по Артюшкову, 1970). Выносимый наверх легкий горячий материал подвергается дальнейшей дифференциации. Структуры, характеризующиеся повышенным тепловым потоком, имеют, как правило, линейно-вытянутые формы. Следовательно, разогретый «легкий материал поступает в верхнюю мантию в сравнительно узких зонах. Поэтому должны существовать интенсивные движения, связанные с равномерным перераспределением легкого материала по всей верхней мантии» (Артюшков, 1970, с. 24).

Таким образом, вынос легких компонентов во внешние слои Земли и опускание тяжелых в ее центральные части являются следствием одного и того же процесса. Подъем легкого горячего материала является основным источником разогрева верхней мантии и образования астеносферы. Приток к ядру и погружения значительного объема нового материала нарушает установившиеся конвекционные движения и, надо полагать, служит основной причиной неустойчивости геомагнитного поля, генерируемого жидким ядром.

После разделения расплава на легкую и тяжелую фракции и выноса значительного количества тепловой энергии в область астеносферы наступает период относительного покоя и накопления тепловой энергии. Вновь достигается температура плавления, происходит дифференциация вещества по плотности — процесс повторяется.

Наблюдаемые циклы имеют продолжительность около 110 и 220 млн. лет. Они распадаются на периоды устойчивого палеогеографического положения регионов и эпохи ускоренного направленного перемещения. Средние скорости поступательного движения платформ в периоды их устойчивого положения составляют, как правило, сотые доли градуса за 1 млн. лет и достигают 1 град./млн. лет и более в эпохи направленного и ускоренного перемещения (до 11 см/год) (Кравчинский, 1973б, с. 22; Давыдов, Кравчинский, 1967). Продолжительность периодов погружения и устойчивого палеогеографического положения отдельных континентов составляет 90 и 180 млн. лет, эпох воздымания и ускоренного перемещения — $15 \div 40$ млн. лет.

Это значит, что значительную часть геологического времени астеносфера под континентами находится в относительно охлажденном состоянии.

Отмечаемая асинхронность горизонтальных перемещений разобщенных континентальных блоков является следствием неодновременного разогрева («оттаивания», «пластификации») астеносферы. Сближенные во времени эпохи эпейрофореза разобщенных регионов составляют планетарную эпоху эпейрофореза. К числу последних относится и современная, как часть послесенонской.

Температуры астеносферного субстрата, близкие к современной, свойственны только эпохам ускоренного и направленного перемещения. Более того, даже в эти эпохи далеко не под всеми материками могло происходить достаточно интенсивное плавление (или аморфизация) астеносферного вещества. И тогда создавались условия для ограниченного перемещения только части континентов, что и находит свое отражение в бицикличности горизонтальных движений (другие причины бицикличности — встречное движение регионов, движение на относительно покоящийся регион и др.).

Концентрация континентов в той или иной части земной поверхности зависит, очевидно, от местоположения областей разгрузки легкого материала или, иными словами, от процессов, происходящих в глубинных слоях Земли. Поэтому следует ожидать, что полярность устойчивого геомагнитного поля тесно связана со структурой литосферы. Действительно, устойчивое геомагнитное поле прямой полярности характерно для мезокайнозоя. По палеомагнитным данным, в мезокайнозое Северная Америка, Европа, большая часть Азии, северная часть Африки и Южной Америки, на долю которых в общей сложности приходится около 60% суши, располагались в северном полушарии. В позднем палеозое господствовал режим устойчивого магнитного поля обратной полярности. 60% площади материков (Гондвана, южная часть Северной Америки и Европы) находились в позднем палеозое к югу от экватора. И в том и в другом случае северный геомагнитный полюс располагался в континентальном полушарии, южный — в океаническом. В эпохи эпейрофореза наблюдается частая смена полярности.

Таким образом, концепция геонимических этапов развития Земли базируется на представлении о возникновении и исчезновении астеносферного слоя. Характер и последовательность палеогеографических перестроек на континентах и палеомагнитных перестроек являются естественным следствием предлагаемой гипотезы. Астеносфера рассматривается как легкий дифференциант глубинных слоев Земли. Ее образование связывается с гравитационной дифференциацией и радиогенным

разогревом глубинных слоев, вероятнее всего, на границе ядра с мантией.

Если согласиться с таким пониманием геологической истории Земли, возникает вопрос о соотношении развиваемой концепции с другими новейшими гипотезами и, в первую очередь, с тектоникой плит и гипотезой планетарного равновесия.

В основу «тектоники плит» положены построения, теоретические разработки и широкие обобщения Г. Хесса, Р. Дица, Ф. Вайна, Д. Мэтьюза, Дж. Хейрцлера, Г. Диксона, Е. Херрона, В. Питмана, Кс. Ле-Пишона, Б. Айзекса, Дж. Оливера, Л. Сайкса, О. Г. Сорохтина, Л. П. Зоненшайна и многих других (Новая глобальная тектоника, 1974; Монин, 1977; и др.), впитавшие в себя идеи континентального дрейфа, расширения дна океанов, подкоровых течений и опирающиеся на последние достижения в области геологии и геофизики. Согласно этим представлениям, литосфера может быть разделена на некоторое число жестких плит, которые перемещаются по пластичной астеносфере под действием конвекционных потоков от зон расширения (срединно-океанических рифтов) в направлении глубоководных желобов. Расширение в рифтах компенсируется погружением океанической коры под континентальную по периферии океанов.

Новая глобальная тектоника не лишена недостатков (Дрейф континентов, 1976), но она наиболее удачно и просто сумела объяснить большое число разнородных фактических данных из области геологии, геофизики, геохимии, в чем и состоит секрет столь быстрого, беспрецедентного в истории геологии распространения идей этой концепции.

Н. Н. Форш и А. Н. Храмов (Палеомагнетизм палеозоя, 1974) отмечают, что реальность существования конвекционных потоков в мантии не доказана, и в качестве движущей силы горизонтальных перемещений предлагается рассматривать вращение Земли. Линейные скорости вращения возрастают от незначительной в центре Земли и на поверхности в районе полюсов до огромной (около 1670 км/ч) на поверхности у экватора. Поэтому некоторое изменение положения оси вращения сопровождается соответствующими перераспределениями скоростей вращения и, как следствие, горизонтальными смещениями литосферных блоков по пластичной астеносфере. По мнению авторов, дрейф происходит в силу инерции движения, но гипотеза не исключает возможности проявления и других сил, действующих на планету как изнутри, так и извне.

Представляется, что тектоника плит и гипотеза планетарного равновесия не исключают, а дополняют друг друга. Но в первом случае в качестве основной движущей силы принимают конвекционные потоки, во втором — скольжение литосферы по пластичной астеносфере по инерции. Очевидно, что обе гипо-

тезы описывают эпохи ускоренного направленного перемещения континентов.

Концепция геонимических этапов рассматривает геологическую историю как чередование периодов относительно устойчивого палеогеографического положения, прогибания, устойчивого геомагнитного поля и т. д. и эпох эпифореза, воздымания, знакопеременного поля, орогенеза, заложения геосинклиналей, палеоклиматических и других перестроек, и в этом своем качестве органически вписывается в общую систему неомобилистских представлений.

Тем самым подчеркивается плодотворность и необходимость углубления и расширения исследований по различным направлениям, каждое из которых еще не может претендовать на значение общей теории развития Земли, но, останавливая наше внимание на некоторой части геологических явлений, облегчает дальнейшие теоретические разработки.

НЕКОТОРЫЕ СОПОСТАВЛЕНИЯ И СЛЕДСТВИЯ ИЗ КОНЦЕПЦИИ ГЕОНОМИЧЕСКИХ ЭТАПОВ

Глава XII

ДРЕЙФ КОНТИНЕНТОВ В ФАНЕРОЗОЕ

В отличие от других глобальных палеогеографических реконструкций при построении нижеописываемой схемы расположения материков в фанерозое:

1) учитывалась периодичность в дрейфе континентов. На схеме (рис. IX.4) эпохи эпейрофореза (перемещения континентов) выделены косой штриховкой. В эти эпохи резко увеличивается разброс палеомагнитных направлений (Кравчинский, 1973а) и соответственно понижается точность палеомагнитных построений. В интервалах между эпохами эпейрофореза палеогеографическое положение континентов менялось несущественно. Именно эти ситуации и показаны на схеме рис. XII.1;

2) горизонтальные перемещения рассматривались лишь как одно из проявлений процесса перестройки структуры Земли в целом. Для периодов устойчивого палеогеографического положения континентов характерно развитие процессов опускания. Перемещения континентов сопровождаются воздыманием платформ, замыканием одних геосинклинальных систем и заложением новых геосинклинальных прогибов, изменениями климатов и т. д. (Кравчинский, 1968, 1976а, б; и др.);

3) принималось, что палеомагнитные данные не позволяют различать северные и южные географические широты, а лишь указывают расстояние района исследований от палеоэкватора. Действительно, только в кайнозое, продолжительность которого около 65—70 млн. лет, можно насчитать более 150 интервалов прямой и обратной полярности. Благодаря инверсиям геомагнитного поля северные и южные географические широты попеременно характеризуются то положительными, то отрицательными наклонениями магнитного поля. Исследователь получает возможность выбора одного из двух вероятных решений, помещая изучаемый район по собственному усмотрению в северном или южном полушарии. Руководствуясь принципом актуализма, геологи и геофизики единодушны в своем решении располагать в кайнозое — позднем палеозое южные континенты в южном полушарии, а северные — в северном. Однако в позд-

нем палеозое Северная Америка, Европа располагались в экваториальной области. И если в глубь веков будет наблюдаться возрастание палеомагнитных широт, то его следует понимать только как удаление регионов от экватора. К какому из двух полюсов Земли происходит перемещение континентов — к северному или южному — на основании одних только данных об увеличении палеомагнитной широты сказать нельзя;

4) предпочтение отдавалось такому варианту, который предполагает построение наиболее коротких траекторий «миграции» палеополюса или, иными словами, минимальные перемещения регионов относительно полюса и друг относительно друга (принцип минимизации горизонтальных движений);

5) при прочих равных условиях за основу принимались палеомагнитные данные, полученные при изучении почти неизмененных и недислоцированных платформенных отложений.

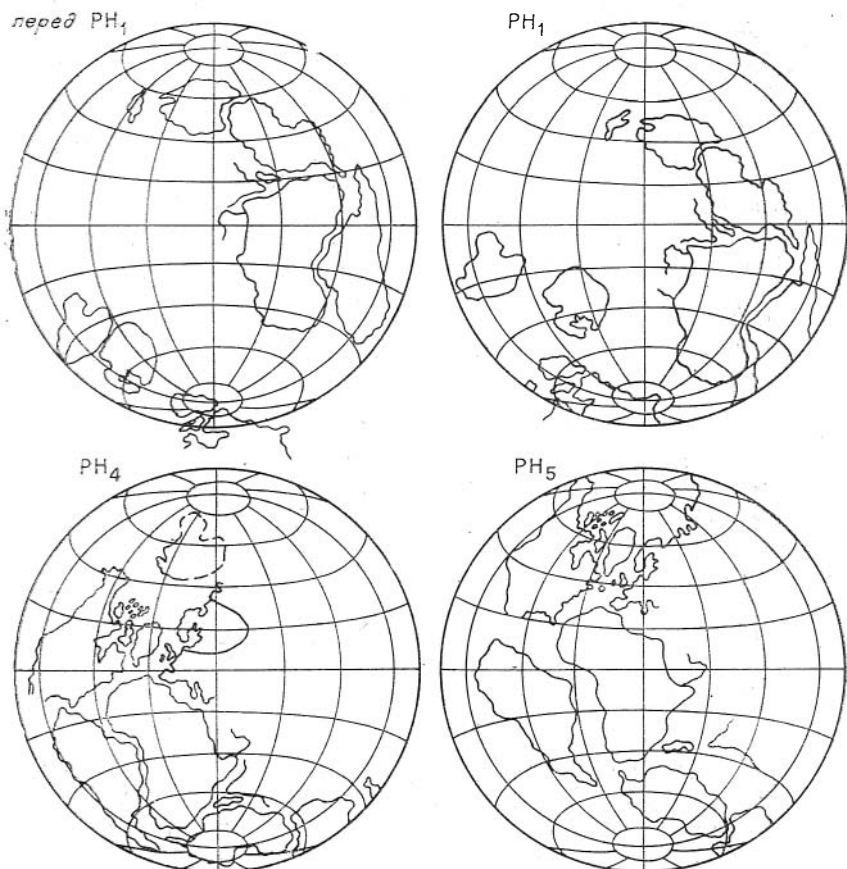
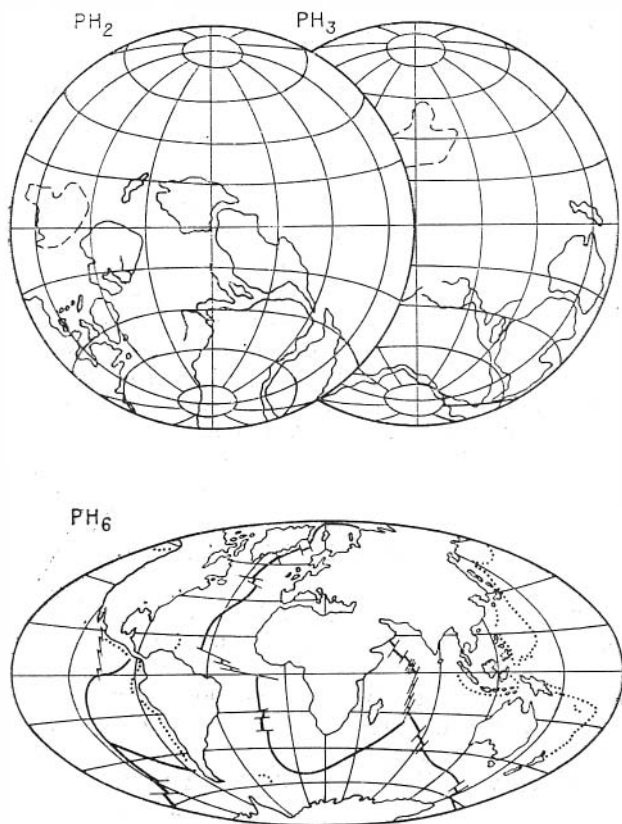


Рис. XII.1. Характер перемещения континентов в фанерозое. На про-
срединно-океанические хребты,

Анализ имеющихся палеомагнитных определений показывает, что подавляющая часть ориентированных образцов средне- и нижнепалеозойских пород отобрана в складчатых областях или в зонах их сочленения с докембрийскими платформами и в той или иной степени подверглась действию складчатых и горообразовательных процессов. Поэтому при палеогеографических реконструкциях приходится ориентироваться на те немногочисленные данные, которые характеризуют платформенные образования.

Единственным регионом, где средне- и раннепалеозойские почти недислоцированные и неметаморфизованные толщи на громадных пространствах выходят на дневную поверхность, доступны для палеомагнитного изучения и тщательно изучены, является, пожалуй, Восточная Сибирь. С этого региона и целесообразно начать рассмотрение.



екции PH_6 жирной линией нанесены современные точками — глубоководные желоба.

СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА

Траектория «миграции» северного палеомагнитного полюса относительно Сибирской платформы представляет полосовидную, неравномерно насыщенную палеомагнитными определениями область, которая простирается от современного северного географического полюса через Северо-Восточную Азию (где расположены мезозойские полюсы) вдоль западной окраины Тихого океана. Среднепалеозойские полюсы группируются уже южнее и восточнее Японских островов. Координаты среднего северного палеогеографического полюса раннего силура по палеомагнитным данным — 42° с. ш., 145° в. д. Для позднего ордовика следует решить, какой из двух полюсов — 20° с. ш., 311° в. д. или 20° ю. ш., 131° в. д. является северным (табл. IX).

Если в качестве северного принять полюс с координатами 20° с. ш., 311° в. д., следует предполагать, что на рубеже раннего и среднего палеозоя — при переходе от схемы RH_3 к схеме RH_2 (эпоха ${}_2RH_3$, см. рис. XII.1) полюс переместился относительно Сибирской платформы более чем на 120° дуги экватора. Во втором случае (если координаты северного полюса 20° ю. ш., 131° в. д.) перемещение оценивается почти в 60° дуги экватора.

Согласно принципу минимизации относительных перемещений полюса и региона, северные полюсы позднего ордовика надо располагать к югу от экватора (в районе Австралии). Соответственно южная половина Сибирской платформы будет находиться в северном полушарии, а северная — в южном.

Чтобы обеспечить минимальные перемещения Сибирской платформы на протяжении всего раннего палеозоя, следует северные полюсы среднего и раннего ордовика, а затем и кембрия, располагать в районе Австралии. Но в таком случае Сибирская платформа в раннем палеозое оказывается расположенной в южном полушарии, что и нашло свое отражение на рис. XII.1.

ВОСТОЧНО-ЕВРОПЕЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

По палеомагнитным данным, в кайнозой и мезозой (RH_6 и RH_5) Восточно-Европейская платформа находилась на средних широтах северного полушария. В позднем палеозое (RH_4) она занимала низкоширотное положение (между 5° и 40° с. ш.). Координаты северного полюса для среднего карбона 32° с. ш., 162° в. д. Вероятно, это положение платформы и полюса сохранялось в среднем палеозое (RH_3), хотя А. Н. Храмов (Палеомагнетизм палеозоя, 1974) допускает возможность позднепалеозойского перемагничивания среднепалеозойских отложений Восточной Европы. Для последнего случая приводятся координаты полюса в девоне 4° ю. ш., 136° в. д. (или 4° с. ш., 316° в. д.). Единственный кембрийский палеомагнитный полюс,

рассчитанный по платформенным отложениям, занимает близкое положение — 13° ю. ш., 137° в. д. (или 13° с. ш., 317° в. д.) (табл. X).

Если принять, что координаты северного полюса в кембрии 13° ю. ш., 137° в. д. (соответственно 4° ю. ш., 136° в. д. в девоне), платформа расположится южнее экватора и будет удалена от соответствующего полюса на 110° ; если же координаты полюса 13° с. ш., 317° в. д. в кембрии (4° с. ш., 316° в. д. в девоне), то платформа расположится севернее экватора и будет удалена от полюса только на 70° . Второй вариант может показаться предпочтительнее, так как Восточно-Европейская платформа остается в северном полушарии и находится на 40° ближе к тому полюсу, который может быть выбран в качестве северного. Иллюзорность вытекающих из такого выбора преимуществ становится ясной, если сопоставить пути «миграции» полюса относительно платформы для первого и второго вариантов.

Действительно, координаты среднекаменноугольного северного полюса Восточно-Европейской платформы — 32° с. ш., 162° в. д., раннедевонского — 35° с. ш., 162° в. д., если пренебречь предположением о позднепалеозойском перемещении. Тогда в интервале между кембрием и средним палеозоем северный полюс переместится относительно платформы более чем на 120° дуги экватора (при положении кембрийского полюса в районе 13° с. ш., 317° в. д.), но менее чем на 60° при положении — 13° ю. ш., 137° в. д. Последний вариант представляется более приемлемым, но он предусматривает положение Восточно-Европейской платформы в кембрии в южном полушарии.

Путем аналогичных рассуждений и построений на сфере нетрудно показать, что принятие гипотезы позднепалеозойского перемещения опять-таки предполагает, что Восточно-Европейская платформа в начале фанерозоя находилась в южном полушарии.

СЕВЕРО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

По палеомагнитным данным, палеоширотное положение Северной Америки в мезозое и кайнозое было близко к современному. В позднем палеозое экватор пересекал Северо-Американскую платформу в направлении Калифорния — Ньюфаундленд. Положение северного среднекаменноугольного полюса 35° с. ш., 119° в. д. отвечает требованию наименьших горизонтальных перемещений и предполагает, что в позднем палеозое северная половина континента находилась к северу от экватора, а южная — к югу.

Для среднего и раннего палеозоя палеомагнитные данные достаточно противоречивы и не исключают возможности как низкоширотного, так и высоко- и среднеширотного положения

Северо-Американского континента. Например, для позднего силура имеются координаты полюса: 29° с. ш., 124° в. д. (или 29° ю. ш., 304° в. д.) и 9° ю. ш., 104° в. д. (или 9° с. ш., 284° в. д.); для позднего-среднего ордовика — 20° с. ш., 159° в. д. (или 20° ю. ш., 339° в. д.) и 18° ю. ш., 106° в. д. (или 18° с. ш., 285° в. д.). Причиной таких противоречий могло явиться использование данных о палеомагнетизме горных пород складчатых областей. Привлечение дополнительных и получение уточняющих материалов позволит, конечно, решить в дальнейшем дилемму низко- или средне-высокоширотного положения континента. Но остается проблема выбора между южными и северными широтами.

Допустим, что в первой половине палеозоя Северная Америка занимала низкоширотное положение. Тогда получим две последовательности палеомагнитных полюсов для среднего карбона — позднего силура — второй половины ордовика: 35° с. ш., 119° в. д. — 29° с. ш., 124° в. д. — 20° с. ш., 159° в. д. и 35° с. ш., 119° в. д. — 29° ю. ш., 304° в. д. — 20° ю. ш., 339° в. д. Для первого ряда соблюдается принцип минимизации горизонтальных перемещений, но с продвижением в глубь веков предполагается постоянное перемещение платформы в южное полушарие. Вторая последовательность позволяет сохранить Северо-Американский регион в северном полушарии ценою десятикратного увеличения траектории «миграции» полюса в среднем палеозое и представляется логически неоправданной.

Если же принять, что в первой половине палеозоя Северная Америка располагалась на средних и высоких широтах, получим последовательности полюсов: 35° с. ш., 119° в. д. — 9° ю. ш., 104° в. д. — 18° ю. ш., 105° в. д. или 35° с. ш., 119° в. д. — 9° с. ш., 284° в. д. — 18° с. ш., 285° в. д. Первая последовательность предусматривает с продвижением в глубь веков перемещение Северной Америки из экваториальной области в позднем палеозое на широты 30° ю. ш. — 70° ю. ш. (к южному полюсу обращена южная часть континента). Путь, пройденный полюсом относительно Северной Америки в интервале средний карбон — средний ордовик, для данной последовательности составит около 60° дуги экватора.

Во втором случае постулируется движение Северной Америки из экваториальной области на широты 30° с. ш. — 70° с. ш. Но путь, пройденный полюсом за тот же отрезок времени, увеличится почти до 130° дуги экватора, что, вероятно, указывает на несовершенство данного ряда полюсов. Предпочтительность первой последовательности очевидна.

Другие комбинации имеющихся палеомагнитных определений (например, 35° с. ш., 119° в. д. — 29° с. ш., 124° в. д. — 18° ю. ш., 105° в. д. и 35° с. ш., 119° в. д. — 29° ю. ш., 304° в. д. — 18° с. ш., 285° в. д. или 35° с. ш., 119° в. д. — 9° ю. ш., 104° в. д. — 20° с. ш., 259° в. д. и 35° с. ш., 119° в. д. —

9° с. ш., 284° в. д. — 20° ю. ш., 339° в. д.) лишь в том случае обеспечивают минимальные перемещения, если в первой половине палеозоя предусматривается расположение Северной Америки южнее экватора.

Таким образом, наиболее вероятным в раннем палеозое представляется положение Северо-Американского, Восточно-Европейского и Восточно-Сибирского регионов в южном полушарии.

АФРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Палеомагнитные полюсы Африканской платформы в антропогене — позднем палеозое располагаются восточнее полюсов северных платформ и трассируются от современного северного географического полюса через район оз. Большого Медвежьего и Техас в Северной Америке до Гавайских островов. В соответствии с этой траекторией, в глубь геологического времени должно происходить последовательное перемещение Африки к южному географическому полюсу. В среднем карбоне Южная Африка по палеомагнитным данным располагалась уже в антарктической области, а Северная Африка — в южной экваториальной области, координаты северного средне- и позднекаменноугольного полюса Африки 31° с. ш., 211° в. д.

Данные по среднему и раннему палеозою Африки ограничиваются единичными определениями. Среди них, по-видимому, только три раннепалеозойских определения относятся к платформенным образованиям. Координаты среднего северного раннепалеозойского полюса 19° с. ш., 336° в. д. (район островов Зеленого Мыса у западного побережья Северной Африки) или 19° ю. ш., 156° в. д. (Восточнее Австралии). Полюс 19° ю. ш., 156° в. д. предпочтителен, поскольку в этом случае путь, пройденный полюсом в среднем палеозое относительно Африканской платформы, составит около 70° дуги экватора. Предусматривается, что Африка, южная окраина которой в среднем карбоне находилась в районе южного полюса, с продвижением в глубь веков пересекает антарктическую область. И в раннем палеозое в южной полярной области располагалась Западная Сахара.

Если в качестве северного принять полюс 19° с. ш., 336° в. д., Западная Сахара расположится в Арктике, а Африканская платформа должна будет переместиться в среднем палеозое относительно полюса на 110° (!) дуги экватора.

ЮЖНО-АМЕРИКАНСКАЯ ПЛАТФОРМА

Путь северного палеомагнитного полюса по южно-американским данным трассируется ориентировочно через Северо-Восточную Азию в позднем палеозое, Японию и Микронезию —

в среднем, Австралию — в раннем палеозое и соответствует перемещению в глубь веков Южно-Американской платформы к южному географическому полюсу. В позднем палеозое в Антарктической области находилась южная часть этого региона, в среднем, вероятно, большая часть Бразилии, а в раннем — северная оконечность Южной Америки.

Выбранная последовательность расположения палеомагнитных полюсов трассирует кратчайший путь «миграции» северного полюса в фанерозое относительно Южной Америки и исключает возможность перемещения континента от эпохи к эпохе на расстояния более 40—50° дуги экватора.

АВСТРАЛИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Кривая «миграции» австралийского северного полюса в антропогене — позднем палеозое проходит примерно по Срединно-Атлантическому хребту, указывая на смещение Австралии к южному географическому полюсу. В позднем палеозое Австралия располагалась в полярной области. Координаты среднего позднекаменноугольного полюса Австралии 49° с. ш., 319° в. д.

Для расчета среднепалеозойских полюсов были использованы коллекции ориентированных образцов Восточно-Австралийской складчатой области. Несмотря на большие разбросы палеомагнитных данных, можно заключить, что Австралия находилась в это время на достаточно низких широтах южного полушария. Координаты северного среднепалеозойского полюса — 68° с. ш., 191° в. д.

Средний северный палеомагнитный полюс для среднего ордовика — среднего кембрия 12° с. ш., 205° в. д. отстоит от северного среднепалеозойского почти на 60°, а его антипод (12° ю. ш., 25° в. д.) — на 120°. Поскольку первый вариант отвечает условию минимизации движений, положение Австралии в среднем ордовике — среднем кембрии определяется между 5° ю. ш. — 25° с. ш. Восточная часть Австралии, по-видимому, была обращена к северному полюсу, западная находилась на экваторе.

В раннем кембрии, если в качестве северного принять полюс 7° с. ш., 161° в. д., Австралия располагалась, вероятно, между 30 и 60° с. ш. В этом случае траектория полюса в среднем кембрии составит около 45° дуги экватора. Но если допустить, что в раннем кембрии Австралия находилась на 30—60° ю. ш., перемещение северного полюса относительно этого региона в середине кембрия превысит 130° (!) дуги экватора.

ИНДИЙСКАЯ ПЛАТФОРМА

Кривая «миграции» северного полюса относительно Индии в антропогене — позднем палеозое трассируется от современного полюса через Канадский Арктический архипелаг, Гудзонов залив, Карибское море. Отсюда положение Индии определяется в современную эпоху — между 5 и 30° с. ш., в мезозое — между 15 и 45° ю. ш., в позднем палеозое — между 40 и 70° ю. ш. (к южному полюсу была обращена Восточная Индия). Координаты среднего позднепалеозойского полюса 1° ю. ш., 302° в. д. Нам неизвестны палеомагнитные данные для среднего карбона — ордовика Индии. Единственное палеомагнитное определение для кембрия — 28° с. ш., 212° в. д. (или 28° ю. ш., 32° в. д.) дает основание предполагать, что в кембрии Индийская платформа находилась на широтах порядка 10—40°. Однако непрерывность палеомагнитных наблюдений в сравнении с другими регионами оказывается существенно нарушенной. Нет даже рекогносцированных данных для интервала времени около 250 млн. лет. Принцип минимизации горизонтальных перемещений, понятный и необходимый при рассмотрении относительно небольших отрезков времени (порядка одного геологического периода), неприменим к интервалам времени, длительность которых измеряется сотнями миллионов лет. Столь значительным интервалам времени могут соответствовать и значительные горизонтальные перемещения. Индийская платформа за последние 250 млн. лет переместилась из высоких широт южного полушария в низкие широты северного, проделав путь около 90° дуги экватора. Кстати, кембрийский полюс удален от позднепалеозойского примерно на 90° дуги экватора. Траектория «миграции» северного полюса из Карибского моря с равной вероятностью может быть продолжена в Южную Африку или к Гавайским островам. Очевидно, что в данном случае из двух возможных должно быть выбрано такое палеоширотное положение Индии, которое не нарушало бы и естественно вписывалось в общую картину расположения континентов в кембрии. Исходя из этих соображений, в качестве северного можно принять полюс 28° с. ш., 212° в. д.

ВОСТОЧНО-АНТАРКТИЧЕСКАЯ ПЛАТФОРМА

В кайнозое и мезозое Восточно-Антарктическая платформа полностью или частично располагалась в антарктической области. Траектория «миграции» северного полюса относительно платформы прослеживается в Северную Атлантику. Положение палеомагнитного полюса в средней юре — 54° с. ш., 40° в. д. Данные для доюрского времени ограничиваются по существу одним девон-кембрийским определением — 14° с. ш.,

206° в. д. (или 14° ю. ш., 26° в. д.). Складывается ситуация, аналогичная той, с которой мы столкнулись при рассмотрении индийских палеомагнитных данных: для интервала времени продолжительностью более 400 млн. лет имеется одно определение для пород, возраст которых оценивается от 350 до 600 млн. лет (в среднем около 500 млн. лет). Поэтому в качестве северного был принят полюс 14° с. ш., 206° в. д., как отвечающий соображениям гармонии горизонтальных движений Африки, Южной Америки и Австралии.

Таким образом, реконструируемое по палеомагнитным данным положение южных материков показывает, что в конце палеозоя Южная Африка, южная часть Южной Америки, Индия, Австралия и Антарктида располагались на высоких широтах южного полушария. В раннем палеозое высокоширотное положение занимала Западная Сахара. Южная Африка, южная часть Южной Америки, Индия были смещены к экватору, а Австралия располагалась уже в северном полушарии.

ОБОБЩЕННЫЕ СХЕМЫ РАСПОЛОЖЕНИЯ КОНТИНЕНТОВ В ФАНЕРОЗОЕ

Приводимая схема (см. рис. XII.1) является несколько уточненным вариантом схемы 1975 г. и построена с учетом выше рассмотренных положений. Она отличается от схем других авторов (в том числе и новейших, например, схемы Л. П. Зоненшайна и др., 1976; В. В. Буха и др., 1976), так как в ней показано не только палеоширотное положение материков, но и сделана оценка принадлежности этих широт к северному или южному полушарию на основе принципа минимизации горизонтальных движений. Положение материков дается для сравнительно крупных отрезков геологического времени (около 100 млн. лет) потому, что изменения координат палеомагнитных полюсов на протяжении каждого этапа соизмеримы с точностью определения местоположения полюсов (за редким исключением, например, для позднего кембрия — ордовика Сибирской платформы).

Рассмотрение схемы целесообразно начать с современного расположения континентов. Современная эпоха является фрагментом эпохи P_{H_7} (см. схему на рис. IX.1).

Позднекайнозойские северные палеомагнитные полюсы Восточной Сибири, Европы и Северной Америки компактно группируются около современного северного географического полюса. По этим данным не приходится говорить о заметных палеоширотных перемещениях названных регионов. Формирующиеся по периферии Тихого океана новейшие, позднеальпийские складчатые сооружения можно интерпретировать как проявления долготных перемещений (Кравчинский, 1975;

и др.), вполне отвечающие представлению о расширении Северо-Атлантического океана. Компактное расположение послесенонских полюсов может быть противопоставлено разбросанности средних полюсов первой половины мелового периода (эпоха РН_6).

Меловое погружение континентов по обе стороны Атлантики, вероятно, указывает на ограниченные горизонтальные перемещения Северной Америки и Европы в эпоху РН_6 . Неплохое совпадение североамериканских и восточноевропейских полюсов не отрицает и не подтверждает существование долготных перемещений. С другой стороны, восточносибирские раннемеловые полюсы в целом смещены к югу относительно восточноевропейских и североамериканских. Сибирская платформа во второй половине мелового периода испытала воздымание, замкнулись раннеальпийские (мезозойские) геосинклинальные системы Верхояно-Чукотской, Сихотэ-Алинской и Индонезийско-Тибетской областей на востоке и юге Восточной Азии.

Поражает обилие вкрапленных в мезозойские (раннеальпийские) складчатые сооружения срединных массивов, имеющих платформенное строение, — Колымский, Омолонский, Тайгоносский, Охотский в Верхояно-Чукотской складчатой области, Тибетский и Индосинийский в Индонезийско-Тибетской области. Мезозойские складчатые сооружения через Аляску протягиваются в Северную Америку, обтекая Юконский срединный массив на Аляске, Колорадский в США, Коахуила в Мексике. Эти многочисленные мелкие платформы, зачастую разделенные лишь узкими складчатыми зонами, располагаются по «трассе прохождения» северного полюса и могут рассматриваться как обломки и осколки более крупных платформ, надломленных или распавшихся при прохождении через полюс. Образование и развитие между разошедшимися осколками платформ геосинклинальных прогибов следует, очевидно, рассматривать во взаимосвязи с развитием этих осколков. К сожалению, палеомагнетизм срединных массивов, за исключением разве только плато Колорадо и мезозойских отложений Омолонского срединного массива, не изучался. Для плато Колорадо устанавливается, по меньшей мере с карбона, хорошее соответствие палеомагнитных направлений таковым для смежной Северо-Американской платформы (Кравчинский, 1977). Положение палеомагнитных полюсов Омолонского массива, по данным Д. М. Печерского (Палеомагнитные направления..., 1973): поздний мел (?) — 50° с. ш., 171° в. д.; средняя — поздняя юра (?) — 63° с. ш., 103° в. д.; ранняя — средняя юра — 80° с. ш., 168° в. д.; поздний триас — 72° с. ш., 288° в. д.; триас (от оленекского до карнийского века) — 56° с. ш., 246° в. д.; поздняя пермь — 52° с. ш., 282° в. д. Эти данные, конечно, требуют уточнения. Тем не менее можно отметить, что позиции позднемелового и позднеюрского полюсов заметно различают-

ся. Начиная с поздней юры, повсеместно в Верхояно-Чукотской геосинклинальной области происходили складчатость и поднятия, завершившиеся к середине мелового периода ее полной консолидацией. В совокупности эти материалы указывают, вероятно, на локализацию горизонтальных движений этого времени в северотихоокеанском сегменте Земли.

Резкая смена координат полюсов Омолонского массива приходится также на вторую половину триаса — начало юры и совпадает во времени с перегруппировкой сибирских, восточно-европейских и североамериканских полюсов в рамках геоморфологической перестройки PH_5 (конец палеозоя — начало мезозоя).

Сибирские и восточноевропейские полюсы второй половины триаса группируются в Охотском море, североамериканские значительно смещены на северо-запад и концентрируются в центральной части Тунгусской синеклизы. По-видимому, в конце триаса взаимное положение Сибирской и Восточно-Европейской платформ не очень отличалось от современного. Но чтобы совместить североамериканские и европейские полюсы, необходимо Северо-Американский материк придвинуть к Европейскому, почти закрыв Северо-Атлантический океан. Но раннетриасовые и позднепермские полюсы Сибирской и Восточно-Европейской платформ разобщены. Эта разобщенность увеличивается в ранней перми настолько, что можно говорить об удовлетворительном совпадении позднепалеозойских полюсов Северо-Американской и Сибирской платформ. А это, в свою очередь, предусматривает разобщенное положение Сибирского и Евразийского (Европа + Северная Америка) континентов в раннем триасе — поздней перми. В середине перми, судя по положению полюсов, Сибирский и Северо-Американский континенты занимали положение, близкое к современному, а между Восточно-Европейской частью Евразии и Сибирским материком располагался обширный Западно-Сибирский океан. Последний не уступал, а даже превосходил по своим размерам современный Северо-Атлантический океан.

Общая последовательность взаимных горизонтальных перемещений в эпоху PH_5 может быть описана следующим образом: во второй половине перми намечается удаление Сибирского региона от Северо-Американского в направлении Восточно-Европейского, что способствовало формированию раннеальпийских (мезозойских) геосинклиналей. В середине триасового периода Евразия раскололась на два крупных блока — Европейский и Северо-Американский, которые двинулись в сторону Сибирского континента. Эти движения могли бы объяснить возникновение обширной Западно-Сибирской области герцинской складчатости на месте Западно-Сибирского океана и образование Северо-Атлантического рифта при расколе Евразии. Но происходили такие движения в процессе и на фоне общего перемещения триады северных платформ в северном

направлении. Как видно из схемы на рис. XII.1, фронтальная область дрейфующих платформ протягивалась от Шантарских островов в Охотском море до Урала через Северный Китай, Монголию и Среднюю Азию.

Данные для среднего и раннего палеозоя (за исключением сибирских) носят предварительный, нередко противоречивый характер, и это следует иметь в виду при рассмотрении палеогеографических реконструкций.

Среднепалеозойские полюсы Сибирской платформы и соответственно сама платформа смещены в южном направлении по меньшей мере на 25° дуги экватора относительно своего положения в позднем палеозое, Северо-Американская и Восточно-Европейская (если не учитывать возможность позднепалеозойского переманчивания) — на 10° и 5° . Перемещение Сибирского континента на рубеже среднего и позднего палеозоя (перестройка ${}_3PH_4$) сопряжено с заложением раннеальпийских (мезозойских) геосинклинальных прогибов Северо-Восточной Азии и формированием герцинских структур к юго-западу от Восточно-Сибирского материка.

С ограниченными направленными перемещениями Евразии на рубеже среднего и позднего палеозоя связано, вероятно, окончание собственно геосинклинальной и начало орогенной стадии развития герцинских геосинклинальных систем и формирование «недоразвитой» Иннуитской складчатой области на севере Канады. Масштабы горизонтальных перемещений в эпоху ${}_3PH_4$ резко возрастут (до $35-50^\circ$ дуги экватора), если допустить возможность позднепалеозойского переманчивания среднепалеозойских (Палеомагнетизм палеозоя, 1974) и более древних толщ.

По палеомагнитным данным, Евразия уже определенно существовала в силуре (эпоха ${}_2PH_3$), независимо от того, принимать гипотезу позднепалеозойского переманчивания или нет. Принимая гипотезу, получим координаты северного полюса 12° с. ш., 143° в. д. для позднего силура Европы и 9° ю. ш., 104° в. д. для позднего силура Северной Америки, отрицая 46° с. ш., 162° в. д. и 29° с. ш., 124° в. д. соответственно. В обоих случаях для смещений европейских и североамериканских полюсов необходимо совместить атлантические побережья этих материков. В силу неоднозначности палеогеографического положения Евразии в среднем палеозое остается открытым вопрос о соотношении Евразии и Сибирского континента.

При построении схемы расположения континентов в раннем палеозое за основу принимались палеомагнитные данные по Сибирской платформе как наиболее обоснованные; учитывалось, что минимизация горизонтальных движений достигается, если северные материка будут располагаться в южном полушарии; что образование Евразии произошло на рубеже раннего и среднего палеозоя (эпоха ${}_2PH_3$), но в раннем палео-

зое Европа и Северная Америка были, по-видимому, разобщены.

Разделявшая их Северо-Атлантическая раннепалеозойская геосинклинальная область на рубеже кембрия и докембрия испытала складчатость и воздымание, которое выразилось в несогласном налегании низов кембрия (и венда) на различные по возрасту и составу докембрийские образования и развитию грубообломочных осадков. Среди последних особого внимания заслуживают вендские (докембрийские) тиллиты, описанные в Гренландии, на Шпицбергене, в Норвегии и Швеции. Н. М. Чумаков (1971; и др.) приводит убедительные доказательства вендского оледенения в Европе и Северной Америке. Реконструируемая им картина воссоздает панораму грандиозного вендского ледникового щита, покрывавшего обширные площади на Восточно-Европейской платформе, Скандинавию, Шотландию, Ирландию, Шпицберген, частично Гренландию, и вполне сопоставимого с высокоширотным четвертичным материковым оледенением. «К-Аг возраст глауконитов, найденных несколько ниже тиллитов, определен в 680—688 млн. лет и более, а несколько выше тиллитов — в 620 млн. лет или меньше. Эти данные позволяют оценить возраст оледенения приблизительно в 650 млн. лет» (Чумаков, 1971, с. 420).

Поэтому приполярное положение Северной Америки в раннем палеозое, причем положение в антарктической, а не в арктической области, представляется предпочтительным. С другой стороны, на рубеже кембрия и докембрия Восточно-Европейская и Сибирская платформы находились в составе единого материка (Гусев, 1974). Областью их соприкосновения являлись западный склон Урала и левобережье р. Енисея. При таком совмещении происходит стыковка аномальных магнитных зон байкалид Туруханского поднятия и погребенных эвгеосинклинальных комплексов байкалид Большеземельской тундры, рифейд Енисейского кряжа и Тимана, байкалид Восточного Саяна и аномалий Мезенско-Вычегодского погружения Восточно-Европейской платформы.

Таким образом, на рубеже докембрия и кембрия три северные платформы были, по-видимому, объединены в один материк, который мы называем предкембрийской Лавразией. Сочленение Сибирского, Восточно-Европейского и Северо-Американского материков произошло при замыкании разделявших их докембрийских Северо-Атлантического и Западно-Сибирского океанов. Отсюда можно предположить, что распад предкембрийской Лавразии произошел на рубеже докембрия и кембрия (эпоха ${}_0\text{PH}_1$) при ее перемещении в область средних и низких широт южного полушария (см. рис. XII.1). Южный полюс соответственно «переместился» в раннем палеозое из Северной Америки в Северо-Западную Африку, на что указывают африканские и некоторые североамериканские палеомагнитные определения.

Анализируя в той же последовательности перемещения южных континентов, можно констатировать, что современное положение Африканского, Австралийского, Индийского, Южно-Американского и Антарктического континентов устанавливается только в неогене, поскольку неогеновые полюсы южных материков группируются вокруг современного географического полюса.

Надо заметить, что наиболее многочисленные и достоверные материалы для южных континентов получены для второй половины фанерозоя. Палеомагнитные определения для первой половины фанерозоя носят рекогносцировочный характер, нуждаются в уточнении и позволяют лишь в первом приближении наметить траекторию миграции палеомагнитного полюса относительно каждого из континентов.

Как видно из табл. IX—XVI, мезозойские полюсы южных материков образуют пространственно обособленные группировки с центрами группирования северных полюсов:

83° с. ш., 190 в. д. для Южно-Американской платформы;

67° с. ш., 263° в. д. для Африканской;

27° с. ш., 293° в. д. для Индийской;

48° с. ш., 330° в. д. для Австралийской;

54° с. ш., 40° в. д. для Восточно-Антарктической платформ.

Нетрудно заметить, что центры группирования палеомагнитных полюсов располагаются с запада на восток в той же последовательности, в которой расположены современные южные материки. В той же последовательности с запада на восток группируются и позднепалеозойские полюсы южных материков:

60° с. ш., 170° в. д. для Южно-Американской платформы;

30° с. ш., 212° в. д. для Африканской;

1° ю. ш., 302° в. д. для Индийской;

45° с. ш., 307° в. д. для Австралийской;

48° с. ш., 16° в. д. (?) для Восточно-Антарктической платформы, но в сравнении с мезозойскими, они еще в большей степени взаимно разобщены и удалены от современного географического полюса.

Совмещение мезозойских полюсов достигается при сближении южных континентов. Ширина Южно-Атлантического океана сокращается вдвое, почти наполовину уменьшается ширина Индийского океана, южный край Австралийского материка совмещается с восточно-антарктическим краем Антарктиды, сближаются позднепалеозойские полюсы. При совмещении позднепалеозойских полюсов южные материки входят в соприкосновение, образуя суперматерик Гондвану.

Таким образом, по палеомагнитным данным распад Гондваны начался в конце позднего палеозоя, поскольку триасовые полюсы принадлежат уже мезозойским группировкам палеомагнитных полюсов. Гондвана раскололась на Южно-Американский, Африканский, Индийский и Австрало-Антарктиче-

ский блоки. Разделившие их акватории вновь образованных Южно-Атлантического и Индийского океанов по меньшей мере вдвое уступали современным Южно-Атлантическому и Индийскому океанам. В течение мезозоя положение южных материков существенно не изменилось. Новая эпоха эпейрофореза приходится на начало кайнозоя (перестройка ${}_6\text{PH}_7$), Южно-Атлантический и Индийский океаны достигают современных размеров, Австрало-Антарктический континент раскалывается на Австралийский и Антарктический блоки, Индия перемещается в северное полушарие, устанавливается близкое к современному положение континентов (см. схему на рис. XII.4). Судя по положению средних палеомагнитных полюсов, в позднем палеозое Южная Америка занимала почти то же самое меридиональное положение относительно Восточно-Европейского региона, что и в современную эпоху, будучи приближенной к Восточно-Европейской платформе на 20° по широте.

Перестройка ${}_4\text{PH}_5$, охватывающая конец палеозоя — начало мезозоя, сопровождалась столкновениями и распадом Гондваны и Евразии. Расхождение осколков Гондваны и их вращение происходили на фоне общего дрейфа этого суперматерика в северо-восточном направлении относительно Восточно-Европейского региона, на что указывает соответствующее смещение палеомагнитных полюсов. Эта направленность движений была характерна для Гондваны на протяжении всего фанерозоя и может быть проиллюстрирована рядами палеомагнитных полюсов раннего палеозоя, позднего палеозоя и мезозоя Африки: 18° ю. ш., 155° в. д. (?) — 31° с. ш., 211° в. д. — 66° с. ш., 260° в. д.; Южной Америки: 18° ю. ш., 139° в. д. (?) — 60° с. ш., 170° в. д. — 83° с. ш., 190° в. д.; Австралии: 8° с. ш., 178° в. д. (?) — 47° с. ш., 316° в. д. — 48° с. ш., 331° в. д.; Индии: 28° с. ш., 212° в. д. (?) — 1° с. ш., 302° в. д. — 29° с. ш., 292° в. д.; Антарктиды: 14° с. ш., 206° в. д. (?) — 48° с. ш., $16^\circ(376)$ в. д. — 54° с. ш., $40^\circ(400)$ в. д.

В палеозое Гондвана перемещалась как единый регион. Отсутствие внутриконтинентальных палеозойских складчатых областей является показателем ее тектонического единства.

По палеомагнитным данным в позднем палеозое южный полюс располагался в Антарктиде, в среднем палеозое — на территории Южной Америки, в раннем — в Западной Сахаре. «Путь южного полюса» по территории Гондваны трассируется многочисленными находками поздне-, средне- и раннепалеозойских ледниковых отложений.

С другой стороны, описанное перемещение Гондваны предполагает, что Австралия должна была находиться в высоких широтах южного полушария в позднем палеозое (PH_4), в приэкваториальной области южного полушария в среднем (PH_3), в низких (PH_2), а затем в средних и высоких широтах северного

полушария в раннем палеозое (P_{H_1} и перед P_{H_1} , см. рис. XII.1).

Если эти построения близки к действительности и Австралия на самом деле располагалась в конце венда в арктических широтах, можно надеяться на находки ледниковых отложений (тиллитов) в Восточной Австралии. И такие отложения, действительно, имеются. Мы имеем в виду ледниковые слои серии Марино Аделаидской системы и ее аналогов. Низы серии Марино образуют «западную и восточную фации». Западная фация отличается наличием строматолитовых известняков и обычным отсутствием валунов тиллитов. Для восточной характерны валунные тиллиты, в известняках пет строматолитов. Эти различия объясняются разными источниками сноса. Остальная часть разреза Марино представлена пурпурными и зелеными аргиллитами и алевролитами, кварцитами и доломитовыми известняками со строматолитами.

Вообще серия Марино переходит постепенно в вышележащие кембрийские слои; южнее и восточнее Аделаиды имеются доказательства несогласия между серией Марино и кембрием (Браун и др., 1970, с. 35). Аналоги ледниковых слоев серии Марино указываются в восточной части впадины Амадиес, в бассейнах Южный Николсон, Мак-Артур, Кимберли, где, кстати, тиллиты местами залегают на отполированной и покрытой ледниковыми бороздами поверхности. Тиллитосодержащий комплекс сменяется вверх по разрезу пестроцветными отложениями. Их несогласно перекрывают кембрийские платобазальты Антрим.

Соответствующая описанным перемещениям материков воображаемая траектория «миграции» южного полюса берет свое начало где-то на северо-востоке Северной Америки в предкембрийское время, пересекает Еврамерийский материк в области сочленения Европы и Северной Америки, проходит через Гондвану в области сочленения Африканского и Южно-Американского континентов и заканчивается в центральной части Антарктиды. Траектория северного геомагнитного полюса берет свое начало в Тихом океане, юго-восточнее Австралии, и трассируется вдоль западной окраины Тихого океана до своего современного положения в центральной части Северного Ледовитого океана. Перемещение южного полюса в глубь суперконтинента Гондваны и удаление северного полюса в открытый океан сопровождалось редукцией ледниковых щитов, которые в глубине суперконтинента были лишены источника влаги, столь необходимой для образования больших масс льда. Ледниковые покровы в центральных частях суперокеанов мысленно допустимы. Это могут быть обширные поля льдов и снегов, возможно плавающих, неустойчивых. Существенно, что в любом случае они не могут создавать ледниковых формаций и, по-видимому, практически не оставляют после себя никаких следов. Действительно, нам ничего неизвестно о геологии

ческой ситуации, сложившейся в районе расположения северного географического полюса в раннем и среднем палеозое. Однако в позднем палеозое восточная часть Сибирской платформы находилась в арктической области и подверглась оледенению (Кравчинский, 1969; Келлер, 1972; и др.). Морские условия господствовали в Арктике на протяжении большей части мезокайнозоя на обширных пространствах между восточной окраиной Сибирской платформы и западной — Северо-Американской. К концу неогена, в результате развития рифтогенеза в Северной Атлантике и сближения тихоокеанских побережий Евразийского и Северо-Американского континентов, в северной полярной области образовался изолированный Северный Ледовитый океан. Сложились условия, благоприятные для формирования изолированного и относительно устойчивого морского ледникового покрова и материковых ледников на обрамляющих его континентах. Согласно реконструкциям П. С. Воронова (1968), в эпоху максимального четвертичного оледенения льдами была покрыта вся область к северу от 60-й параллели и ледники широкими (в десятки тысяч километров) языками спускались на юг, достигая местами 45—38° с. ш.

Южный географический полюс на протяжении большей части фанерозоя располагался на континентах. Весь его путь от ордовика до среднего карбона сопровождался образованием сравнительно небольших по площади ледников. В зависимости от теоретических взглядов и предпосылок, одни исследователи подчеркивают значение позднеордовикского оледенения в Центральной Сахаре (Келлер, 1972), другие — девонского в юго-западной части Южной Америки (Страхов, 1962). Но все единодушны в оценке позднепалеозойского оледенения как одного из крупнейших в фанерозое. Позднепалеозойские ледниковые щиты начали возникать в то время, когда южный полюс «пересек» Гондвану и Антарктическая полярная область частично уже располагалась в океане. В мезозое южный полюс, по-видимому, заметно «отклонился» в сторону Тихого океана (см. рис. XII.1, этап РН₅), что отмечено общим потеплением на южных континентах. В литературе описаны раннемеловые ледниковые отложения на юго-западе Большого Артезианского Бассейна Австралии. По меньшей мере часть этих пород могла быть переотложена из пермских тиллей (Браун и др., 1970). Возвращение Антарктиды в полярную область и ее оледенение в антропогене хорошо известны.

Таким образом, единственным и неизменным условием всех великих оледенений фанерозоя было расположение в полярной области больших акваторий моря и крупных континентальных массивов. Расположение полярных областей в глубине обширных континентов и океанов неизменно сопровождалось редуцированием материковых ледниковых щитов.

Нет необходимости приуменьшать при этом значение восходящих тектонических движений, поскольку материковые ледники формируются на суше, колебаний наклона оси вращения Земли к плоскости эклиптики (в небольших, разумных пределах) и других факторов.

Как следует из рис. XII.1, южный полюс в течение почти всего фанерозоя находился на континентах, северный — в океанах. Такое положение географических полюсов сохраняется и по сей день. Траектория «миграции» южного полюса в первом приближении трассируется Срединно-Атлантическим хребтом, северного — серией глубоководных желобов вдоль западной окраины Тихого океана.

К концу палеозоя — началу мезозоя южный полюс «пересек» Гондвану и материки как бы по инерции двинулись дальше. Но произошел раскол Гондваны и возвращение ее южного Антарктического обломка на южный (континентальный) полюс, восстановившее сопряженность южного полюса с континентальной литосферой. Столь же необычна ситуация, сложившаяся в Арктической области. Северный полюс на протяжении всего фанерозоя располагался в открытом океане. Сейчас полюс находится в небольшом океаническом бассейне между континентами, которые раздвигаются (Америка — на запад, Евразия — на восток), как бы подготавливая условия для последующих движений континентов с соблюдением океанической привязанности северного полюса.

Поэтому можно думать, что надвигание континентов на северный «океанический» полюс должно сопровождаться их расколом, равно как и уход с континента южного «континентального» полюса. Распад предкембрийской Лавразии и палеозойской Гондваны после «пересечения» их южным полюсом, образование большого количества мелких платформ в области раннеальпийской (мезозойской) складчатости на пути следования северного полюса и раскрытие Северного Ледовитого, Атлантических и других океанов представляются реакцией приспособления литосферы к изменяющемуся в процессе дрейфа положению географических полюсов.

Совокупность шести фанерозойских геонамических этапов можно рассматривать в качестве одного планетарного мегаэтапа, в течение которого материки имеют возможность переместиться на 180° (Кравчинский, 1976а, б; и др.). В предложенной схеме дрейфа материков (Кравчинский, 1975, 1976в) эта возможность реализована. Но, ориентируясь лишь на палеомагнитные широты, можно представить и иные компоновки материков в начале палеозоя — преимущественно в южном полушарии или в северном. Первый вариант был предложен П. Н. Кропоткиным (1967) и переработан Л. П. Зоненшайном и др. (1976), второй — в работе «Дрейф континентов» (1976). В первом случае предусматривается перемещение отдельных континентов на 180° ,

во втором — всех. Тем не менее все реконструкции дают примерно одинаковую картину взаимного расположения материков, главным образом за счет существенного удлинения траекторий «миграции» палеомагнитных полюсов для отдельных регионов в некоторые геологические эпохи по сравнению с предложенной схемой. Например, в схеме Л. П. Зоненшайна с соавторами траектория «миграции» сибирского полюса в интервале поздний ордовик — ранний силур должна превысить 120° дуги экватора (против 60° по схеме на рис. XII.1), хотя для других континентов (судя по схеме Л. П. Зоненшайна) она может быть оценена в $30\text{--}60^\circ$ дуги экватора. В схеме по работе «Дрейф континентов» (1976), напротив, траектория «миграции» сибирского полюса в интервале ордовик — силур принята равной 60° , но почти вдвое (до $110\text{--}130^\circ$) растянуты траектории «миграции» африканского, североамериканского, британского полюсов. Поэтому и целесообразна формулировка, предусматривающая возможность перемещения материков на 180° дуги экватора за один планетарный мегаэтап, а не утверждающая обязательность такого перемещения для всех материков.

Глава XIII

О СТИЛЯХ РАЗВИТИЯ ПЛАТФОРМ

В развитии континентальных докембрийских платформ принято выделять два мегаэтапа — до и после консолидации их фундамента и соответствующие им два основных структурных этажа.

Докембрийские породы слагают нижний структурный этаж платформ (фундамент) и представлены метаморфизованными и дислоцированными образованиями.

Верхний структурный этаж (платформенный чехол) сложен почти неизмененными и недислоцированными породами и отделен от фундамента поверхностью резкого регионального несогласия. Первоначально пространственное размещение осадочных толщ всецело подчинялось и контролировалось геоморфологией унаследованной докембрийской поверхности фундамента. Со временем этот контроль существенно ослабевает. Формирование платформенного чехла начинается с неравномерного погружения фундамента. П. С. Воронов (1968) показал, что между размерами континентов и их гипсометрическим положением существует тесная сатурационная зависимость: с увеличением площади континентов возрастает средняя высота рельефа над уровнем моря до некоторого предела (порядка

1000 м). Эта закономерность объективно подтверждается для прошлых геологических эпох ограниченным (менее четверти площади) распространением палеозойских осадочных пород на территории Африканской, Австралийской, Индийской, Южно-Американской и Восточно-Антарктической платформ, которые составляли в палеозое единый суперконтинент Гондвану. Относительно небольшие обособленно расположенные северные платформы в периоды максимального погружения перекрывались морем на 50—80 %.

В эпохи геонимических перестроек платформы испытывают ускоренные направленные перемещения и воздымание. Перед фронтом движущейся платформы происходит коробление, смятие, разрывы, метаморфизация и т. д. сравнительно пластичных геосинклинальных осадочно-вулканогенных толщ, наращивающих континентальную кору. Относительно облегченные за счет сиалического материала и приподнятые континентальные массивы соскабливают и перерабатывают неконсолидированные вулканогенно-осадочные слои с погруженной симатической поверхности океанической литосферы, подминая ее под себя.

Погружение океанической литосферы под континентальную является одним из отправных моментов новой глобальной тектоники и принимается большинством мобилистов, а всесторонний анализ взаимодействия литосферных плит в различных вариантах составляет основу и является предметом широкого обсуждения на страницах геологической печати. Главное внимание при этом уделяется границам литосферных плит (Новая глобальная тектоника, 1974; Сорохтин, 1974; Ушаков, 1974; и др.). Нет необходимости останавливаться на рассмотрении столь хорошо известных построений и выводов. Однако мнение о пассивности континентов — «континенты участвуют в движении плит как пассивные «пассажиры» на поверхности плит» (Новая глобальная тектоника, 1974, с. 181; и др.) — представляется необоснованным. Перемещение континентов, как было показано выше, всегда сопровождается тектонической перестройкой платформ и смежных с ними областей.

При движении передового края континента испытывает сжатие и наращивается в результате причленения утолщенной линзы переработанных вулканогенно-осадочных геосинклинальных толщ. Литосфера передового края утолщается как за счет новообразованной континентальной коры, так и за счет океанической литосферы, подминаемой под континентальную. Соответственно произойдет воздымание дневной поверхности передового края региона и погружение кровли астеносферы под ним.

Можно думать, что, если в тылу движущейся платформы не произошло смятия геосинклинальных толщ, если там продолжают развиваться или формируются геосинклинальные про-

гибы, то сжимающие усилия в этой области не проявляются или сменяются растягивающими. Дневная поверхность литосферы в этих районах платформы относительно опустится, чему способствуют как воздымание фронтального края движущегося региона, так и погружение кровли астеносферы под фронтальным краем. В совокупности эти факторы определяют уменьшение мощности литосферы тылового края платформы. С другой стороны, растягивающие усилия в тылу платформы стимулируют раскрытие трещин и ослабленных зон в верхней, хрупкой и жесткой части земной коры и содействуют растеканию относительно пластичной наастеносферной литосферы (Пейве, 1967). Тем самым создаются (но не обязательно реализуются) условия, способствующие еще большему уменьшению мощности литосферы в тылу движущейся платформы и благоприятные для магматической деятельности.

При замедлении движения уменьшаются сжимающие усилия на переднем крае платформы и растягивающие в тылу. Поэтому несколько улучшается проницаемость верхней части литосферы на переднем крае и ухудшается в тыловых районах. Это, очевидно, будет способствовать перемещению магматических проявлений в направлении переднего края платформы и вглубь, учитывая большую мощность фронтальной части региона. Согласно концепции геонимических этапов, замедление движения континентальных масс обусловлено остыванием астеносферного слоя. Все эти факторы — меньшая проницаемость (по сравнению с условиями растяжения) переднего края платформы при замедлении ее движения, перемещение магматических источников в более глубокие слои мантии, остывание астеносферы — предполагают резкое сокращение масштабов магматической деятельности и площадную зональность расположения магматических пород и эндогенных месторождений полезных ископаемых в зависимости от направления движения платформы.

Если движение платформы возобновляется в том же направлении, зональность территориального расположения магматических и металлогенических провинций в общих чертах должна сохраниться, хотя нестрогая идентичность направления эпейрофореза, изменение размеров дрейфующего региона за счет присоединения складчатой зоны и соответствующее изменение положения его переднего края, скорости движения, строения литосферы по сравнению с предыдущей эпохой эпейрофореза, безусловно, сопровождаются определенной перестройкой площадного распределения магматических и металлогенических проявлений. Кульминационным моментом однонаправленности движений является, по-видимому, такое уменьшение мощности литосферы в тыльной части платформы, при котором возможны отрыв и обособление крупных осколков литосферы и распад платформы. И, напротив, резкое изменение направления дви-

жения платформы предусматривает радикальную перестройку магматогенно-металлогенической зональности и изменение положения области растяжения. Погружения и воздымания верхней границы астеносферы, определяемые как тепловые неоднородности верхней мантии, являются, очевидно, неизбежным логическим следствием эпейрофореза, генерируются и перестраиваются в процессе движения.

В соответствии с рассмотренной схемой, базальтонасыщенная с утонченной литосферой Тунгусская синеклиза в течение всего палеозоя должна была располагаться в тыльной части перемещающейся Сибирской платформы. Алданский щит, южное, юго-западное и, в меньшей степени, восточное платформенное обрамление синеклизы могут рассматриваться как передовая область периодически перемещающейся платформы. Увеличенная мощность литосферы, ограниченный ультраосновной магматизм, относительная (в сравнении с синеклизой) подавленность седиментационных процессов являются как раз теми признаками, которые, согласно схеме, присущи фронтальной области движущегося региона.

По палеомагнитным данным (см. рис. I.3, XII.1), можно констатировать длительную однонаправленность движения Сибирской платформы. Начиная с кембрия, передним краем движущейся платформы был Алданский щит и смежные районы Иркутского амфитеатра, а также восточной части платформы. Ее северо-западная окраина вплоть до юры оставалась тыльной стороной дрейфующего региона. Однонаправленность движений в общих чертах описывается постепенным сужением площади распространения базальтоидов. Изменение направления движения Сибирской платформы произошло после триаса (см. рис. I.3, XII.1), сопряжено с завершением трапповой магматической деятельности и формированием принципиально нового комплекса магматических пород и перенесением центра магматической активизации из Тунгусской синеклизы на Алданскую антеклизу. Рассмотренная схема, естественно, не претендует на универсальность и не исключает других вариантов взаимодействия литосферных блоков.

Допустим, что не платформа будет надвигаться на геосинклинальную область, а геосинклинальная область на платформу. В таком случае сжимающие усилия первоначально концентрируются на тыльной стороне платформы и постепенно распространяются до ее переднего края, тем самым способствуя закрытию разломов и подавлению магматической деятельности. Очевидно, в этой схеме в первую очередь замкнутся геосинклинальные прогибы тыльных частей платформы. Замыкание сопровождается переработкой надвигающихся на платформу геосинклинальных толщ, погружением под континентальную литосферу океанической литосферы и воздыманием смежного края платформы. Степень переработки вулканогенно-осадочных геосинклиналь-

ных образований, мощность формирующейся складчатой линзы у тыльной стороны начавшей движение платформы и интенсивность воздымания тыльного края платформы зависят, вероятно, от давления со стороны надвигающейся геосинклинали и времени запаздывания начала движения платформы по отношению к началу надвигания на нее геосинклинальной области. Поэтому с тыльной стороны начавшей движение платформы может сформироваться гипсометрически высоко поднятая складчатая область или опущенная по отношению к платформе (если движение платформы началось до формирования мощной линзы смятых пород), или даже область с остаточными геосинклинальными впадинами, еще не успевшими включиться в процесс смятия. Новообразованные геосинклинальные впадины возникнут, по-видимому, если движение платформы опережает или продолжается уже после прекращения надвигания тыльной геосинклинальной области. При этом сжатие тыльных районов платформы ослабевает, но сопутствующее прекращению движения остывание астеносферы, вообще говоря, не стимулирует активизацию платформенного магматизма.

У переднего края начавшей движение платформы и по ее флангу происходит формирование фронтальной и фланговой складчатых областей. Складчатые движения в этих областях, естественно, будут сдвинуты во времени (запаздывание) относительно движений в тыльной складчатой области.

Восточно-Европейская платформа может служить прекрасной иллюстрацией к этой схеме. В работе автора (Кравчинский, 1973а, б; и др.) было показано, что Африканская платформа в конце палеозоя начинает свое движение раньше Восточно-Европейской. Разделяющая платформы Западно-Европейская палеозойская геосинклинальная область (тыльная по отношению к Восточно-Европейской платформе, см. рис. XII.1) завершила геосинклинальное развитие в ранней перми и здесь, на эпигерцинском основании, уже в перми начинает формироваться платформенный чехол, тогда как во фронтальной Уральской геосинклинали — только с середины триасового периода, а окончательная консолидация фланговой Скифской области наступила в доггере (Тектоника Евразии, 1966; и др.).

По палеомагнитным данным, в эпоху JN_3 перемещение Африканской платформы завершилось в начале триаса, когда движение Восточно-Европейской по существу только начиналось. Соответственно охватившие Восточно-Европейскую платформу восходящие движения первоначально доминировали в ее тыльной, западной половине, а затем — в восточной, фронтальной (повсеместное прекращение осадконакопления в начале триаса). Среднетриас-лейасовое перемещение Восточно-Европейской платформы разрядило сжимающие напряжения в Западно-Европейской области — незамкнувшиеся геосинклинальные прогибы, не подвергаясь более сжатию, продолжали свое развитие,

и заложились новые, альпийские прогибы в районах разрыва сплошности «гранитного» слоя земной коры герцинских складчатых систем Западной Европы.

Фланговое положение обусловило ослабленность сжимающих усилий в Скифской области, которая не смогла развиваться в горную страну и была погребена под чехлом осадочных отложений.

Комбинация активного надвигания платформы на геосинклинальную область с надвиганием (например, с фланга) на эту платформу другой геосинклинальной области создает, по-видимому, наиболее благоприятную обстановку для распада платформы на блоки и активизации магматической деятельности, так как растягивающие усилия в ослабленной тыльной части такой платформы дополняются сдвиговыми усилиями с фланга. Поскольку разный характер взаимодействия платформ и геосинклиналей определяет возможности магмато-генно-металлогенической активизации, имеет смысл различать, по меньшей мере, два основных стиля развития платформ — надвигание на геосинклиналь и надвигание геосинклинали. Надвигание на геосинклиналь определяло особенности развития гондванских платформ, в тыльных частях которых имеются обширные поля траппов, надвигание геосинклинали — Восточно-Европейской и Северо-Американской. Сибирская платформа в палеозое развивалась по стилю гондванских. Затем условия и направление дрейфа изменились. Ниже этот вопрос более подробно рассматривается для наиболее нами изученной Сибирской платформы, территориальное размещение магматических пород и главнейших эндогенных месторождений полезных ископаемых в пределах которой показано на рис. XIII.1.

Обширные территории на крайнем северо-западе и в ее центральных районах (около 350 тыс. км²), структурно приуроченные к наиболее прогнутой части Тунгусской синеклизы, занимают ранне-(?) среднетриасовые базальтовые покровы. Мощность базальтовой толщи достигает 2000 м на северо-западе, уменьшаясь до 0 в периферийной части лавового поля.

С запада, востока и особенно юга лавовое поле окружено поясом раннетриасовых туфогенных отложений (общей площадью около 650 тыс. км²), залегающих нередко на угленосных слоях перми. Мощность туфогенной толщи достигает 600—800 м. В туфах развиты дайки и небольшие интрузии траппов.

Наиболее крупные из выходящих на дневную поверхность интрузии как бы окаймляют туфовое поле, располагаясь по окраинам Тунгусской синеклизы и за ее пределами. Общая площадь распространения интрузивных траппов (включая площади развития туфов и лав) составляет около 1,5 млн. км².

При движении от Тунгусской синеклизы на юг и восток, в сторону смежных структур платформы, возраст трапповых интрузий в общем увеличивается, а площади их распростране-

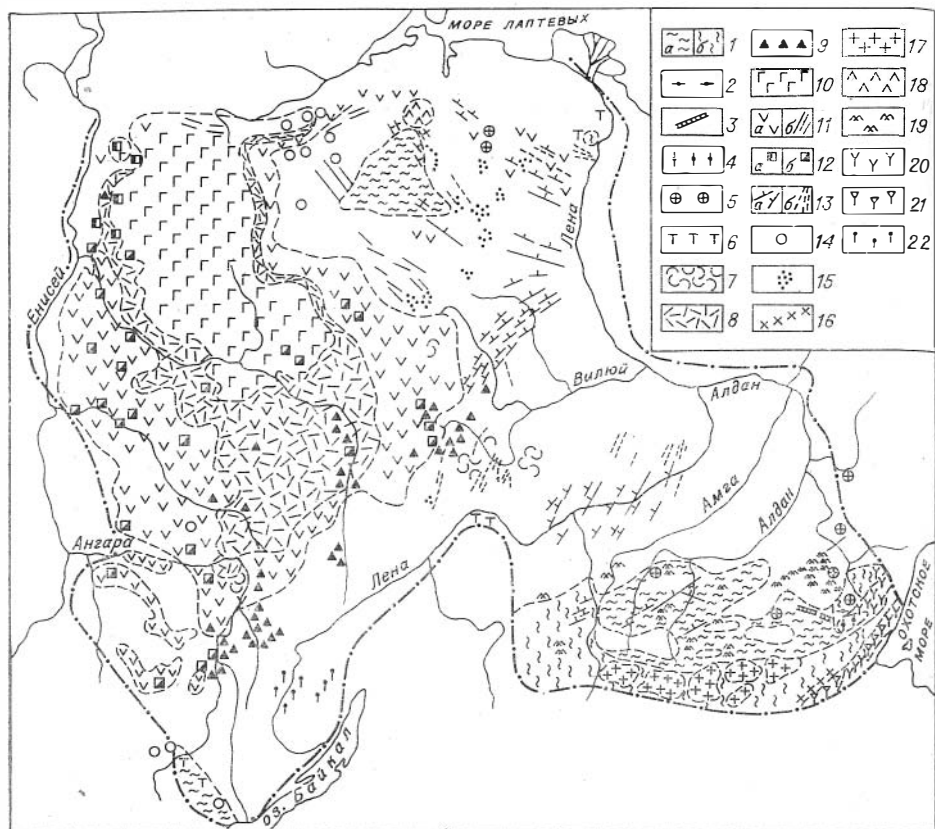


Рис. XIII.1. Схема размещения эндогенных образований на Сибирской платформе (Геология Сибирской платформы, 1966).

1 — выступы кристаллического фундамента (а — архейские, б — нижнепротерозойские); верхнепротерозойские диабазы и порфиры; 2 — силлы, 3 — дайки, 4 — верхнепротерозойские кварцевые порфиры, граносиенит-порфиры, граносиениты и щелочные граниты; 5 — верхнепротерозойские ультраосновные и щелочные интрузии центрального типа; 6 — нижне- и среднекембрийские диабазы; 7 — верхнедевонские — нижнекаменноугольные кислые туфы; верхнепалеозойская — нижнемезозойская трапповая формация; 8 — область развития туфогенной толщи, 9 — железорудные месторождения трубчатого типа, 10 — базальты, 11 — долериты, преобладающие в форме пластовых интрузий (а) и даек (б), 12 — интрузии долеритов, обогащенных магнием (а), железом и щелочами (б), 13 — дайки долеритов, обогащенных щелочами и титаном (а — по данным геологического картирования, б — по данным аэромагнитной съемки); 14 — верхнепалеозойские и нижнемезозойские ультраосновные и щелочные магматические образования; 15 — палеозойские и мезозойские кимберлиты; 16 — раннемезозойские (?) амфибол-биотитовые граниты; 17 — позднейские граниты Станового хребта; 18 — раннемеловые эффузивы кислого и среднего состава; 19 — позднейские и раннемеловые граниты, граносиениты, сиениты, нефелиновые сиениты и др.; образования Охотского вулканического пояса; 20 — верхнемеловые — палеогеновые андезиты, базальты, риолиты; 21 — верхнемеловые граниты; 22 — проявления цветных металлов.

ния резко сокращаются. Появляются тела щелочных и щелочно-ультраосновных пород, особенно многочисленные на северо-востоке платформы (Анабаро-Оленекская антеклиз). Но щелочные и ультраосновные породы имеются также на востоке (Вилуйская синеклиза, бассейн р. Вилуй), на крайнем юге платформы (Шарыжалгайское поднятие, бассейн верховьев р. Оки) и на западе (Чадобецкое поднятие, бассейн р. Вельмы). Раннетриасовый возраст, по-видимому, имеют ультраосновные-щелочные породы Маймеч-Котуйского (по палеомагнитным и палеонтологическим данным) и Чадобецкого (по ксенолитам и соотношению с вмещающими и перекрывающими породами) районов. Определение абсолютного возраста пироклора карбоната Белозиминского массива (215—270 млн. лет) указывает, возможно (?), на пермтриасовый возраст присаянских интрузий (верховья р. Оки).

Возраст большинства кимберлитовых тел определяется как триасовый. Но кимберлиты Далдыно-Алакитского и, вероятно, Мало-Ботуобинского районов более древние (например, трубка «Сытыканская» прорывает карбонатные отложения лландовери и перекрыта горизонтально залегающими пермскими слоями). В кимберлитовой брекчии трубки «Обнаженная» (Нижнеоленинский район) найден роств белемита, характерного для отложений поздней юры — раннего мела (Геология Сибирской платформы, 1966).

Тела основного состава в поле распространения щелочно-ультраосновных пород развиты сравнительно с Тунгусской синеклизой ограниченно или отсутствуют вовсе. Следует особо упомянуть о небольших выходах трапповых тел на крайнем северо-востоке Сибирской платформы (Оленекское поднятие), в районе Уринского антиклинория (Нюйская излучина р. Лены) и на крайнем юге (Шарыжалгайское поднятие). Возраст названных тел — кембрийский (Геология Сибирской платформы, 1966; Давыдов и др., 1973).

Послетриасовый магматизм широко проявился на крайнем юго-востоке Сибирской платформы в пределах Алданской антеклизы, где сформировался чрезвычайно своеобразный магматический комплекс: интрузии преимущественно среднего-кислого и щелочного состава и наземные излияния кислых и щелочных пород. Внедрение подавляющей части магматических образований (более 90%) приходится на конец юры — ранний мел. Среднемеловые андезиты известны на северной окраине Анабарского поднятия. Особый характер послетриасового магматизма указанных районов неоднократно подчеркивался Г. Ф. Мирчинком, Чан Го-да, П. М. Хреновым и др. (Геология Сибирской платформы, 1966).

Рассмотренные материалы показывают, что активизация магматической деятельности на Сибирской платформе происходила неоднократно. Наиболее отчетливо обозначается магма-

тическая эпоха конца перми — первой половины триаса и конца юры — середины мела. Первая из названных эпох совпадает во времени с палеомагнитной перестройкой ${}^4\text{PM}_5$, вторая — с ${}^5\text{PM}_6$. Магматические образования конца перми — первой половины триаса и конца юры — середины мела в современном срезе дневной поверхности распространены чрезвычайно широко, легко доступны для изучения и имеют относительно надежную стратиграфическую привязку. Более ранние эпохи магматической активизации изучены несравненно слабее.

Многочисленные месторождения и рудопроявления эндогенных полезных ископаемых и, в первую очередь, железных, медно-никелевых и полиметаллических руд, алмазов, исландского шпата, бора и других, обнаруживают, подобно магматическим образованиям, отчетливую пространственно-временную локализацию. Сульфидные медно-никелевые месторождения и рудопроявления установлены на крайнем северо-западе Сибирской платформы от Хатангского прогиба на северо-востоке до бассейна р. Северной на юго-западе и генетически связаны с раннетриасовыми интрузиями высокомагнезиальных траппов.

Гидротермально-метасоматические месторождения и рудопроявления железа широко распространены в пределах Тунгусской синеклизы и в смежных с ней районах платформы. Но наиболее значительные и представляющие промышленный интерес железорудные месторождения с запасами порядка 100 млн. т более изучены и находятся в южной части синеклизы и прилегающих районах. Время основного железорудного оруденения на крупнейшем Коршунском месторождении, по палеомагнитным данным, определяется как ранний триас (Кравчинский, 1976; Кравчинский, Воронцов, 1976). Непромышленные проявления цветных металлов пространственно сдвинуты на юг и юго-восток относительно пояса железорудного оруденения. Возраст проявлений — предположительно триасовый. Редкометалльная минерализация генетически сопряжена с карбонатами и щелочными породами, алмазная — с ультраосновными и щелочно-ультраосновными породами (кимберлитами). С позднеюрско-раннемеловым магматизмом связаны золоторудное, полиметаллическое, железорудное, флюоритовое и другие оруденения Алданской антеклизы.

О допермских эпохах магматической активизации на Сибирской платформе можно сказать немногое. Известно, что трапповая деятельность началась еще в кембрии и нерегулярно продолжалась, по меньшей мере, до середины триасового периода. Единичные выходы крупных раннепалеозойских интрузий известны только в районах, прилегающих к складчатым областям. Среднепалеозойские траппы располагаются в более глубоких районах платформы — между выходами на дневную поверхность раннепалеозойских тел и полем широкого развития пермотриасовых (Иркутский амфитеатр, Вилюйская синеклиза)

(Давыдов и др., 1973). Эта закономерность, подмеченная В. Ф. Давыдовым (1961), позволила ему высказать предположение о сопровождении траппового магматизма вертикальными движениями земной коры. В эпоху ${}^4\text{РН}_5$ трапповая магматическая деятельность происходила на фоне общерегионального воздымания Сибирской платформы, но была локализована в наиболее прогнутой части воздымавшегося региона. Ю. Г. Старицкий и др. (Геология Сибирской платформы, 1966) полагают, что проявления траппового магматизма связаны с разогреванием и расширением каких-то частей верхней мантии. Формирование кимберлитовой магмы, по мнению ряда исследователей (Геология Сибирской платформы, 1966), происходило в результате частичного плавления перидотитового слоя на глубинах порядка 150 км. В. И. Поспеев (1975) убедительно показал, что в районах расположения крупнейших железорудных месторождений кровля основного опорного электрического горизонта с $r \rightarrow \infty$, отождествляемая с кровлей кристаллического фундамента Сибирской платформы, имеет абсолютные отметки ($-3,4 \pm 0,7$) км, в районах расположения рудопроявлений цветных металлов — ($-2,4 \pm 0,17$) км (для юга платформы), карбонатитовых тел — ($-2,3 \pm 0,81$) км, кимберлитовых — от ($-0,3 \pm 0,6$) до ($-2,1 \pm 0,3$) км. Основной магматизм на Сибирской платформе сосредоточен в области максимального прогибания фундамента, ультраосновной — на окружающих эту область крупнейших положительных структурах фундамента, щелочной — в зонах сочленения отрицательных и положительных структур.

По данным магнитотеллурических зондирований, погружение кровли фундамента в центральных районах Тунгусской синеклизы до отметок -12 км сопровождается уменьшением мощности литосферы до 80 км (?). В районах неглубокого залегания и выхода фундамента на дневную поверхность мощность литосферы увеличивается, достигая 200—250 (?) км. Эти данные позволяют говорить о существовании корреляционной связи между магматизмом, размещением полезных ископаемых, тектонической структурой региона, с одной стороны, и геотермикой мантии (положением подошвы литосферного слоя — кровли астеносферы) — с другой. По мнению вышеуказанного исследователя, в районах максимального прогибания фундамента платформы кровля астеносферного слоя располагалась ближе к дневной поверхности, чем в смежных районах, по меньшей мере с позднего докембрия. Это предопределило прогибание и накопление здесь многокилометровых толщ осадков и проникновение по многочисленным трещинам больших масс базальтового материала. В районах развития положительных структур фундамента и погружения астеносферного слоя значительная глубина залегания магматических очагов и большая вязкость ультраосновной магмы затрудняли ее проникновение в верхние горизонты земной коры. В. И. Пос-

пеев полагает, что наблюдаемая термическая неоднородность обусловлена неравномерным распределением радиоактивных веществ в верхней мантии под Сибирской платформой — повышенная их концентрация должна быть приурочена к районам максимального прогибания фундамента.

Как видно из изложенного, даже в самых последних работах не было сделано попыток осмыслить наблюдаемую магматогенно-металлогеническую зональность с мобилистских позиций. А между тем именно периодические однонаправленные горизонтальные движения платформы, тыльной частью которой в палеозое была ее северо-западная окраина (см. рис. XII.1), позволяют логично и просто объяснить наблюдаемую магматогенно-металлогеническую зональность, периодическую активизацию магматической деятельности, изменения площадей и характера магматизма и мощностей литосферы. Геомагнитным индикатором активизации являются эпохи палеомагнитных перестроек, которые сопровождаются знакопеременными магнитными полями.

Глава XIV

СОПОСТАВЛЕНИЕ СХЕМ РАЗВИТИЯ ФАУНЫ И ФЛОРЫ И ГЕОНОМИЧЕСКИХ ЭТАПОВ ФАНЕРОЗОЯ

Концепция геонимических этапов предусматривает периодические геолого-геофизические перестройки, которые охватывают все сферы Земли от ее ядра до магнитосферы. Биосфера как область существования живых организмов должна, по-видимому, реагировать на эти перестройки соответствующими обновлениями фауны и флоры.

Естественная последовательность и этапы развития органической жизни на Земле нашли отражение в составленной на палеонтологической основе геоисторической (стратиграфической) шкале. Ж. Кювье одним из первых попытался объяснить изменения органического мира в геологическом прошлом. Выдвинутая им в 1812 г. гипотеза катастроф предусматривала неоднократную гибель всего живого на большей части планеты. Последователь Ж. Кювье А. д'Орбиньи изучил распределение стратиграфических перерывов, угловых несогласий и изменений фауны и насчитал около 30 катастроф в истории Земли (Хаин, 1971). В дальнейшем неоднократно обращалось внимание на связь тектонического развития планеты и эволюции органического мира (Лавров, 1966; и др.).

Р. Уффен (Uffen, 1963), наверное, первым предположил, что магнитное поле Земли (инверсии поля) может влиять на развитие организмов. Подтверждением гипотезы Р. Уффена могло бы явиться соответствие биологических зон палеомагнитным горизонтам прямой или обратной полярности. Такое соответствие действительно было обнаружено в процессе изучения новейших океанических донных осадков (Glass e. a., 1967; Opdyke e. a., 1966; и др.). Например, в осадках Атлантического океана на уровне палеомагнитного события Олдувей (смена полярности) происходит «смена синистральных форм фораминифер *Globorotalia menardii* декстральными, исчезновение дискоастерид и *Globigerinoides sacculifera fistulosa*, появление *Globorotalia truncatulinoides*» (Шило, Файнберг, 1970, с. 8). Граница геомагнитных эпох Матюямы и Брюнеса (около 0,7 млн. лет) совпала с исчезновением *Saturnulus planetes*, *Pterocanium trilobum* и др. и с появлением ряда новых видов. Но геомагнитное поле за последние 3,5 млн. лет испытало не менее 15 обращений, тогда как смена комплексов микрофауны отмечена лишь в двух случаях. Поэтому данные о биологическом эффекте инверсий в плиоцен-антропогене нельзя считать убедительными.

На рис. XIV.1—XIV.8 даны схемы исторического развития флоры и фауны в фанерозое, заимствованные из палеонтологических обзоров и учебников (Друшиц, Обручева, 1971; Жизнь животных, 1968—1971; Жизнь растений, 1974; Основы палеонтологии, 1962, 1964; Догель, 1975; Мейер, 1946; Берг, 1940), в сопоставлении со схемой геонимических этапов.

В рамках предпринимаемых сопоставлений рассмотрение целесообразно начать с достаточно крупных и в то же время характерных таксономических рангов. В качестве таковых могут быть приняты типы как систематические категории, объединяющие организмы по сходству их строения, и классы как основные филогенетические элементы типа. Надо заметить, что органические остатки из докембрийских отложений редки и проблематичны. Однако в кембрии существовал уже достаточно высокоорганизованный и разнообразный животный мир. Допускается, что докембрийские организмы не имели твердого скелета и поэтому их остатки не сохранились.

На рис. XIV.1 показана схема исторического развития некоторых групп животных. Простейшие (*Protozoa*) представлены на схеме саркодовыми — фораминиферами и радиоляриями. Саркодовые определенно уже существовали во второй половине кембрия и успешно развивались в течение всего палеозоя. В эпоху геонимической перестройки ${}_4\text{PH}_5$ (конец перми) испытали депрессию, а в ${}_5\text{PH}_6$ (ранний мел) — новый расцвет. Следующая геонимическая перестройка (${}_6\text{PH}_7$) сопровождалась депрессией этой группы простейших. Археоциаты (тип?) появились, по-видимому, на рубеже докембрия и фанерозоя. Характерны для первой половины кембрия (PH_1). К середине кембрия — на ру-

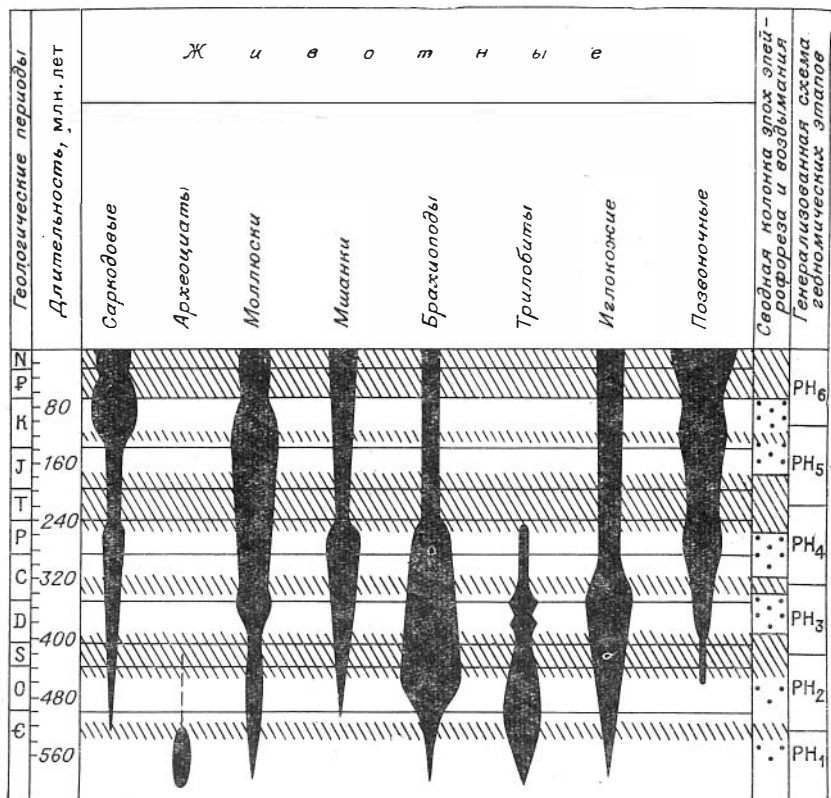


Рис. XIV.1. Сопоставление схемы исторического развития животных (по В. В. Друшниц, О. П. Обручевой, 1971; и др.) со схемой геонимических этапов развития Земли.

Штрихами отмечены эпохи геонимических перестроек, точками — относительно спокойные периоды.

беже первого и второго фанерозойских геонимических этапов ($1PH_2$) практически вымерли.

Моллюски (ниже рассматриваются только брюхоногие, двустворчатые и некоторые головоногие — наутилоидеи, аммоноидеи, белемноидеи) известны с кембрия. Депрессия в развитии указанных групп моллюсков наметилась в эпоху $2PH_3$, наибольшего расцвета они достигли в PH_5 . Перестройка $5PH_6$ (середина мела) положила начало вымиранию многих групп моллюсков, в том числе аммоноидей, белемноидей, наутилоидей. Мшанки найдены уже в отложениях ордовика. Спад в развитии мшанок произошел в конце перми (эпоха $4PH_5$).

Брахиоподы встречаются в кембрийских осадках. Были широко распространены в палеозойских морях. После перестройки $4PH_5$ (конец перми — триас) произошло резкое уменьшение

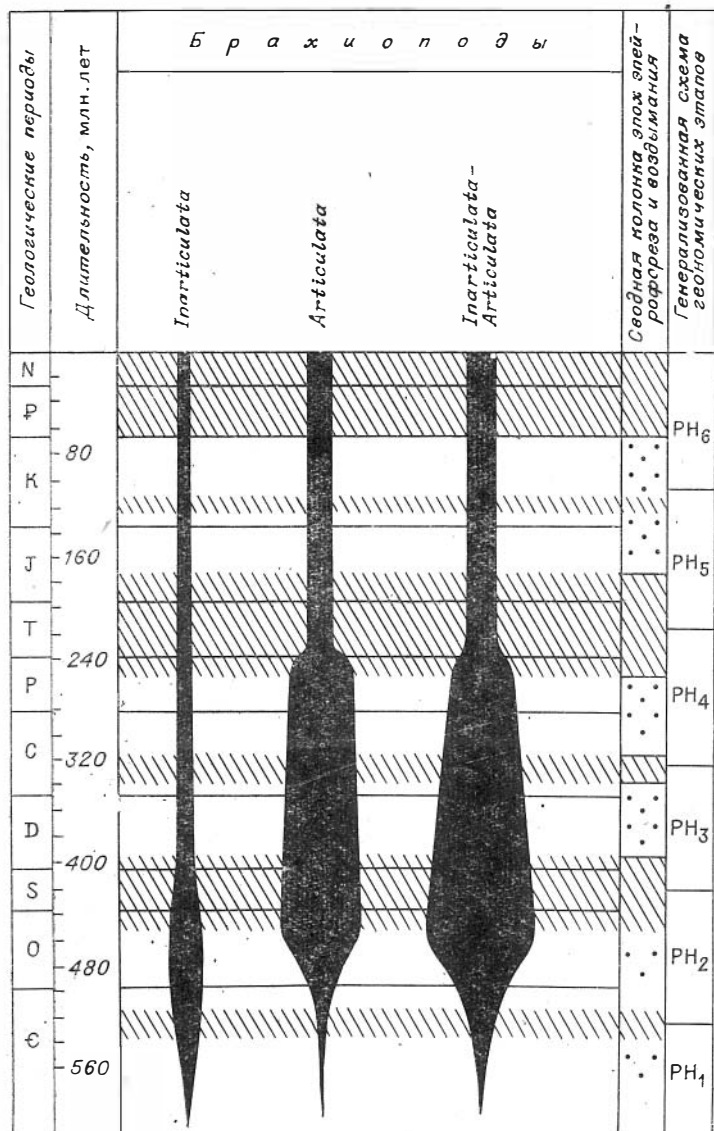


Рис. XIV.2. Сопоставление схемы исторического развития брахиопод (по В. В. Друшиц, О. П. Обручевой, 1971; и др.) со схемой геонимических этапов развития Земли.
Условные обозначения см. на рис. XIV.1.

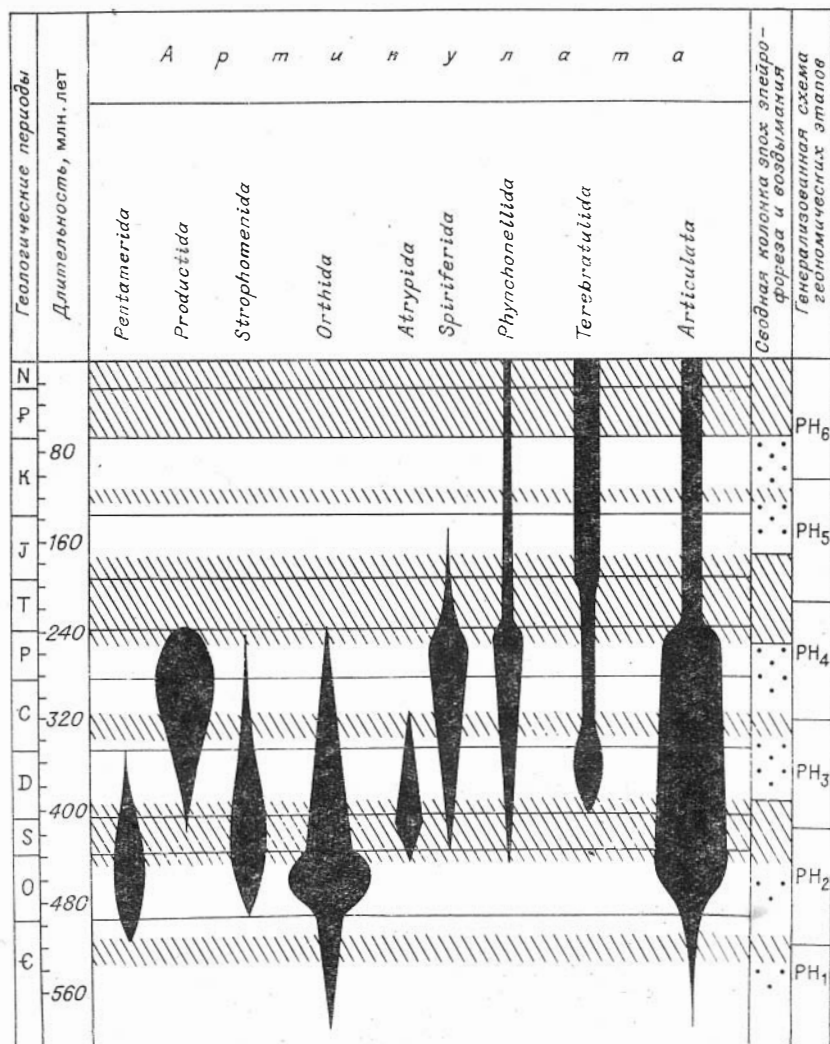


Рис. XIV.3. Сопоставление схемы исторического развития *Articulata* (Жизнь животных. Т. I. 1968) со схемой геонимических этапов развития Земли.

Условные обозначения см. на рис. XIV.1.

разнообразия брахиопод. Однако они сохранились до наших дней и остаются достаточно распространенной группой животных.

Трилобиты — подтип членистоногих, получили широкое развитие в раннем кембрии. После перестройки 1PH_2 наметилась тенденция к их вымиранию, которая усилилась после

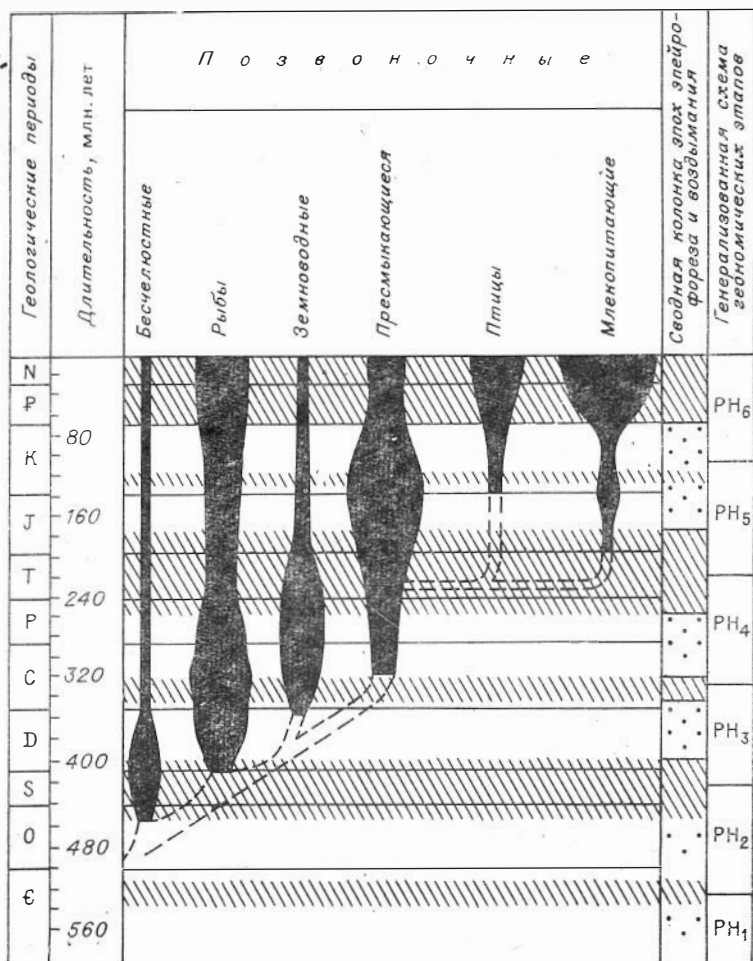


Рис. XIV.4. Сопоставление схемы исторического развития позвоночных животных (БСЭ. Т. 9, 1972) со схемой геонимических этапов развития Земли.

перестроек ${}_2RH_3$ и ${}_3RH_4$. Трилобиты вымерли в начале эпохи ${}_4RH_5$.

Иглокожие появились в начале кембрия и успешно эволюционировали до эпохи ${}_3RH_4$, после которой испытали депрессию.

Рассмотренная схема (см. рис. XIV.1) иллюстрирует неодинаковую, но значительную устойчивость различных типов беспозвоночных к геонимическим перестройкам. Развитие трилобитов и археоциат не может изменить этого вывода, поскольку трилобиты являются лишь подтипом процветающего типа чле-

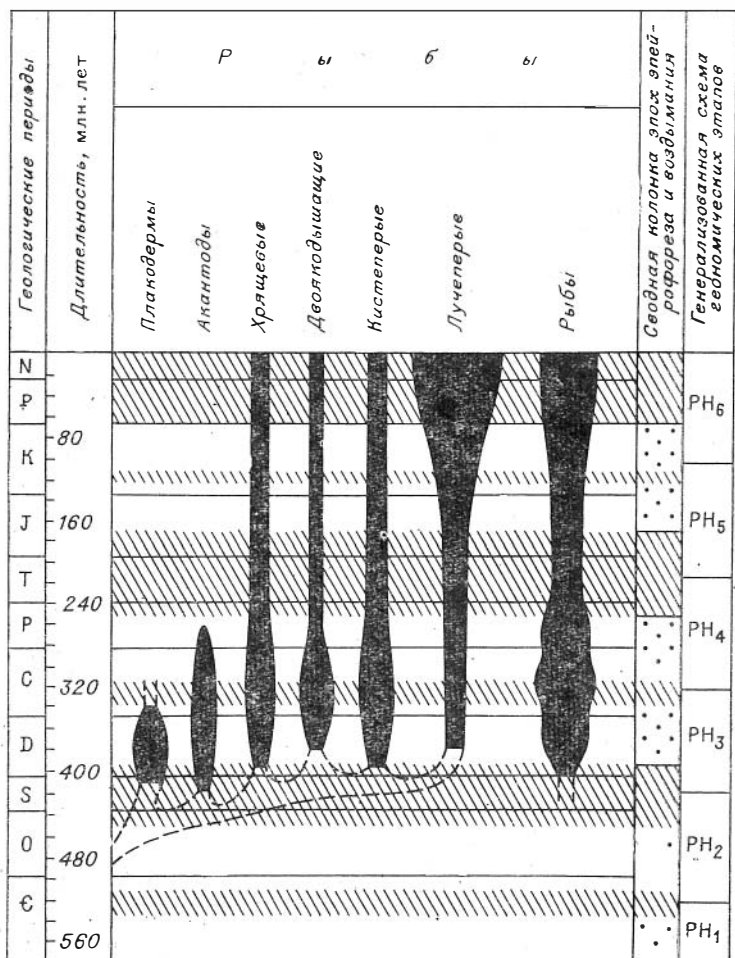


Рис. XIV.5. Сопоставление схемы исторического развития рыб (по В. В. Друшиц, О. П. Обручевой, 1971; и др.) со схемой геобномических этапов развития Земли. Условные обозначения см. на рис. XIV.1.

нистоногих, а систематическое положение археоциат остается предметом изучения. Одновременно схема показывает, что достаточно общее заключение об устойчивости эволюционирующих типов животных не может быть автоматически распространено на слагающие каждый тип звенья — особи, популяции, виды, роды и т. д., развитие которых фрагментами вписывается в общую картину эволюции типа, и которые испытывают на себе и подвержены действию относительно частных факторов.

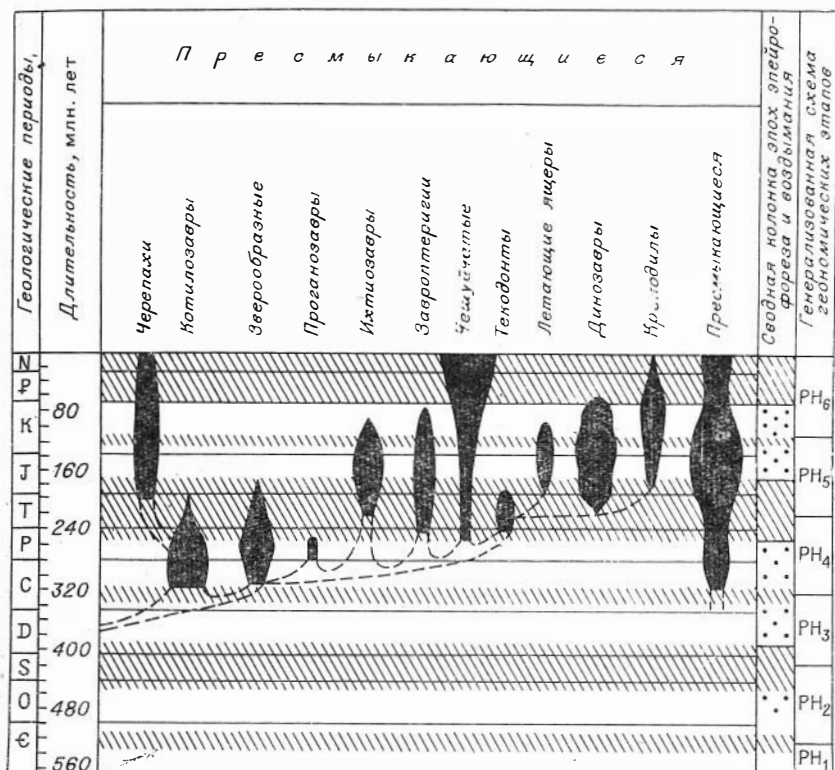


Рис. XIV.6. Сопоставление схемы исторического развития пресмыкающихся (БСЭ. Т. 9. 1972) со схемой геонимических этапов развития Земли. Условные обозначения см. на рис. XIV.1.

На рис. XIV.2 в качестве примера приведена схема эволюционного развития брахиопод. Последние, как известно, подразделяются на два класса — беззамковые (Inarticulata) и замковые (Articulata). Оба класса уже существовали в кембрии. Беззамковые достигли расцвета во время второго геонимического этапа (РН₂), но после перестройки ₂РН₃ стали вымирать. До наших дней сохранилось лишь 3 семейства беззамковых брахиопод (Lingulidae, Craniidae, Discinidae).

Бурное развитие замковых брахиопод началось в эпоху ₁РН₂. Своего расцвета они достигли в РН₃ и РН₄. Перестройка ₄РН₅ положила начало их вымиранию. На рис. XIV.3 показано историческое развитие отрядов класса замковых. В РН₁ (первая половина кембрия) замковые брахиоподы были представлены одним отрядом Orthida, в РН₂ — тремя, в РН₃ (средний палеозой) — восемью, в РН₄ (поздний палеозой) — шестью, а после перестройки ₄РН₅ (конец перми — триас) сохранилось

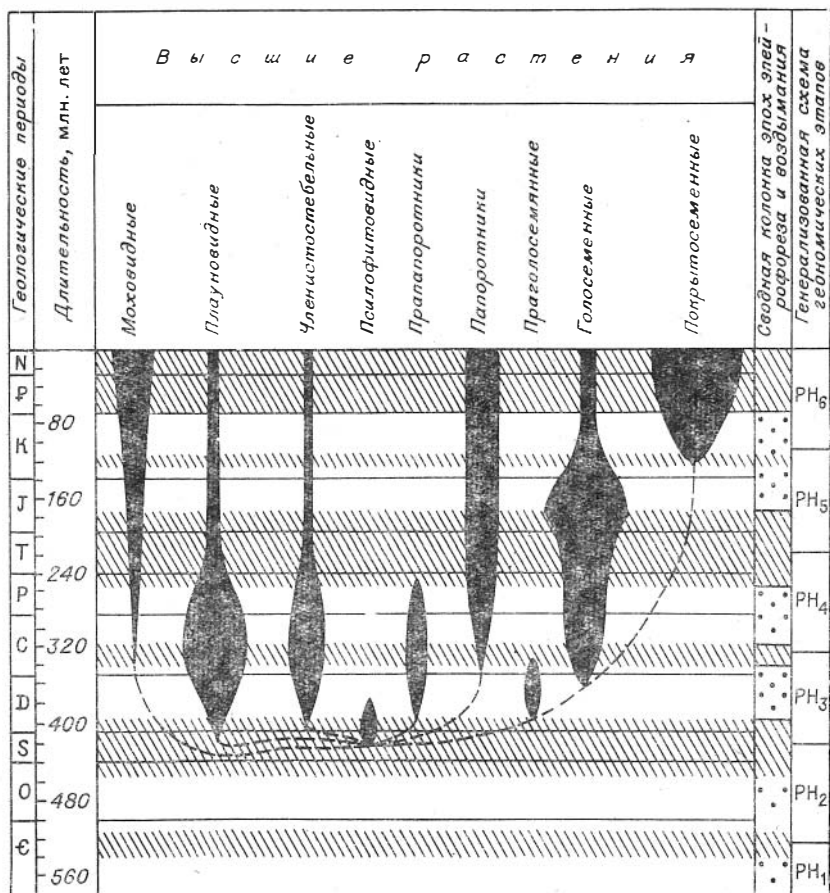


Рис. XIV.7. Сопоставление схемы исторического развития высших растений (БСЭ. Т. 9. 1972) со схемой геонимических этапов развития Земли.

Условные обозначения см. на рис. XIV.1.

по существу только два отряда — Rhynchonellida и Terebratulida. «Последний из них в настоящее время насчитывает семейств больше, чем в какую-либо из прошлых геологических эпох, т. е. находится в расцвете» (Жизнь животных, т. I, 1968, с. 548).

На рис. XIV.4 приводится историческая картина развития позвоночных животных как типа. Не заостряя внимания на достаточно спорных вопросах происхождения, отметим, что ископаемые остатки позвоночных известны с ордовика. Это были примитивные рыбообразные (бесчелюстные), обитавшие в пресных водоемах. Геонимическая перестройка ${}_2PH_3$ (см. рис.

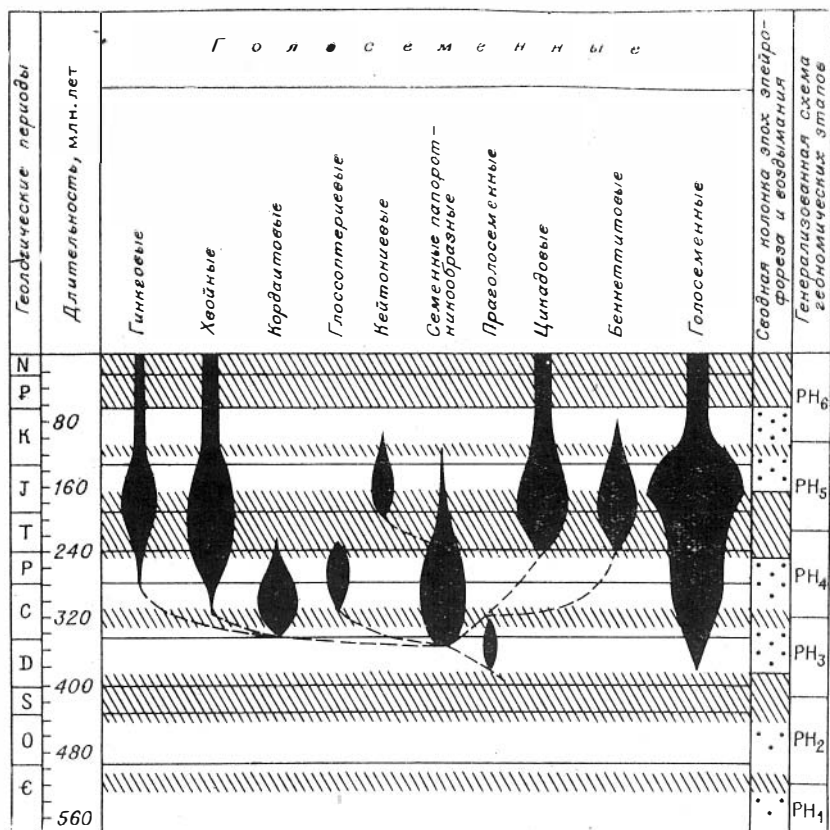


Рис. XIV. 8. Сопоставление схемы исторического развития голосеменных растений (по В. В. Друшниц, О. П. Обручевой, 1971; и др.) со схемой геонимических этапов развития Земли.
Условные обозначения см. на рис. XIV.1.

XIV.1. 4) ознаменовалась бурным расцветом позвоночных, продолжающимся по сей день. Особенности исторического развития различных классов позвоночных показаны на рис. XIV.4.

В PH_2 бесчелюстные были единственным, а поэтому господствующим классом позвоночных. Геонимическая перестройка PH_3 сопровождалась появлением и последующим бурным развитием рыб. Бесчелюстные приходят в упадок и к PH_4 переходят в разряд сохранившихся. Перестройка PH_4 ознаменовалась расцветом нового класса позвоночных — амфибий, появившихся еще в девоне и первоначально имевших большое сходство с кистеперыми рыбами. В конце PH_4 появились и первые пресмыкающиеся, близкие по строению к рептилиеморфным лабиринтодонтам. Перестройка PH_5 ознаменовалась подавлением

амфибий и привела к расцвету пресмыкающихся, достигших большого разнообразия, ставших господствующим классом позвоночных и давших начало птицам и млекопитающим. Перестройка ${}_5\text{PH}_6$ связана с вымиранием многих групп рептилий, появлением зубастых и настоящих птиц, развитием млекопитающих и лучеперых рыб.

Судя по схемам, эволюция организмов происходит непрерывно, поскольку, вероятно, всегда имеются переходные формы между господствующим классом и вновь зарождающимся. Таковы, например, ихтиостеги, имевшие много общего с кистеперыми рыбами, или котилозавры, близкие к антракозаврам, и т. д. Но каждая геонимическая перестройка изменяла условия существования организмов, способствуя тем самым развитию прогрессивных форм. Это наглядно видно из схемы филогенетического сопоставления позвоночных (см. рис. XIV.4): эпоха ${}_2\text{PH}_3$ положила конец господству бесчелюстных. Пришедшие им на смену рыбы господствовали до ${}_3\text{PH}_4$. Затем начинается расцвет амфибий, продолжавшийся до ${}_4\text{PH}_5$. После указанной перестройки наступила «эра рептилий». Перестройка ${}_5\text{PH}_6$ вновь изменила соотношения между классами: пресмыкающиеся быстро утрачивают господствующее положение, уступая место птицам и млекопитающим. К ${}_6\text{PH}_7$ большое разнообразие и широкое распространение получают также лучеперые рыбы, составляющие подавляющее большинство (около 95%) ныне живущих рыб.

Таким образом, бурное развитие каждого класса позвоночных продолжалось до первой геонимической перестройки, а затем господствующее положение постепенно переходило к представителям нового класса. Параллельно в недрах древних классов может происходить совершенствование форм, которые при благоприятных условиях способны обеспечить этому классу новый расцвет (таким, например, было развитие рыб).

На рис. XIV.5 и XIV.6 приведены диаграммы исторического развития некоторых групп (подклассов, отрядов) рыб и рептилий. Диаграммы показывают из каких элементов складывается общая картина эволюции классов позвоночных и как по мере перехода ко все более мелким систематическим группам организмов понижается устойчивость к геонимическим перестройкам.

На схеме XIV.7 историческое развитие высших растений сопоставлено с геонимическими этапами развития Земли. Наиболее древние и просто устроенные сосудистые растения — псилофиты — появились в силуре, на рубеже второго и третьего геонимических этапов. Псилофитовая флора дала начало и, по-видимому, включала в себя основные типы наземной растительности: примитивные плауновидные, членистостебельные прапапоротники и праголосеменные, древнейшие находки которых известны из отложений силура и раннего девона (Друшиц,

Обручева, 1971). К₃РН₄ плауновидные и членистостебельные достигли расцвета, но после перестройки ₃РН₄ стали вытесняться папоротниками и голосеменными растениями. В позднем палеозое (РН₄) древесные плауновидные, членистостебельные и птеридоспермы преобладали в тропической области, тогда как в областях внетропических (Тунгусской и Гондванской) господствовали примитивные голосеменные. Перестройка ₄РН₅ завершила депрессию плауновидных и членистостебельных. Голосеменные достигли большого разнообразия (рис. XIV.8) и многочисленности и наряду с папоротниками оставались преобладающим типом растительности. Эпоха ₅РН₆ ознаменовалась появлением покрытосеменных и вытеснением голосеменных. Последствия еще не завершившейся эпохи ₆РН₇ нельзя оценить в полной мере. Очевидно, наименее устойчивыми оказались плауновидные и членистостебельные растения, начавшие терять господствующее положение после первой же геонамической перестройки. Голосеменные благополучно пережили две, а папоротники — три перестройки (см. рис. XIV.7).

Таким образом, можно констатировать, что развитие биосферы обнаруживает тесную связь с этапностью геонамического развития Земли, на что ранее на примере Восточной Сибири указывалось в работах автора (1967—1969 гг.). При этом устанавливается значительная устойчивость и неодинаковая реакция различных типов животных и растений на геонамические перестройки. Экспансия одних типов, как правило, сопровождается депрессией других. Эти депрессии и экспансии являются отражением тех радикальных палеонтологических перестроек, которым в эпохи геонамических перестроек подвергаются более мелкие группы организмов. Достаточно, например, напомнить, что каждая геонамическая перестройка в фанерозое сопровождалась расцветом нового класса позвоночных (см. рис. XIV.4). Перестройки внутри классов сопровождаются, как правило, вымиранием части составляющих его отрядов (порядков). При этом некоторые отряды (порядки) резко депрессируют или погибают с наступлением первой же геонамической перестройки. Таковы *Pentamerida*, возникшие в ₁РН₂, испытывшие расцвет в период Рн₂ и быстро пришедшие в упадок после ₂РН₃ (см. рис. XIV.3), *Atrypida*, на том же рисунке, плакодермы и акантоды (см. рис. XIV.5), котилозавры, зверообразные пресмыкающиеся и другие (см. рис. XIV.6), кордаитовые, глоссоптериевые, кейтониевые растения и другие (рис. XIV.8).

Фиксистские представления господствовали в геологии до начала XX в. Возможность принципиально нового подхода к решению геологических проблем открыли мобилистские реконструкции А. Вегенера (1925). Несовершенства новой гипотезы, особенно при объяснении механизма горизонтальных движений, подверглись суровой критике и были расценены как несостоятельность. Гипотеза перешла в разряд «экзотических» (Белоусов, 1954).

Реальность горизонтальных перемещений была подтверждена в 50-х годах в процессе палеомагнитных исследований. Предпринятые Э. Ирвингом (1962а, б) и А. Н. Храмовым (1958) сопоставления палеомагнитных и палеоклиматических данных в значительной мере были стимулированы стремлением установить достоверность палеомагнитных построений. Последний исследователь одновременно обратил внимание на увеличение числа инверсий в неогене, триасе и позднем докембрии при более быстрых передвижениях полюса. Блестящий успех выше-названных сопоставлений временно заслонил вереницу проблем, связанных с пересмотром большого объема геологических сведений и фактов и переосмысливанием казалось бы прочно установившихся представлений.

Важнейшей, безусловно, оставалась проблема вертикальных движений. Тщетно было бы искать в гипотезах континентального дрейфа объяснения последовательности вертикальных и в первую очередь колебательных движений, которые, по глубокому убеждению противников дрейфа, являются основным типом тектонических движений. Не значит ли это, справедливо заключает В. В. Белоусов (1954, с. 572), что игнорируется «вся история развития структуры, как отдельных районов, так и всей Земли полностью». Надо ли комментировать серьезность этого замечания? Как ни парадоксально, но вертикальные движения и в первую очередь вертикальные движения платформ стали «гордиевым узлом» мобилизма.

Автором настоящей работы, начавшим заниматься этой проблемой с привлечением данных палеомагнетизма, еще в 1966—1967 гг. на примере Сибирской платформы было показано:

1) существование глубокой и многосторонней связи между общим геологическим развитием региона и «миграцией» полюса. Тем самым, вероятно, допускается общность источника «миграции» полюса и всех региональных перестроек (Кравчинский, 1967, 1968; и др.);

2) существование двух периодически сменяющих друг друга во времени и принципиально различных по своим геонимическим следствиям типов движения полюса относительно регионов (см. главу X) и соответственно

3) двух коренным образом отличающихся и последовательно сменяющих друг друга во времени типов перемещения континентов. В последнем случае надо различать:

а) ускоренные направленные перемещения на расстояния до 40° дуги экватора за геологически сравнительно небольшой интервал времени (одна-две геологические эпохи). Такие перемещения сопровождаются и завершаются коренной перестройкой палеогеографии региона;

б) сравнительно небольшие перемещения (до 10° дуги экватора), существенно не меняющие палеогеографический облик региона.

Фундаментальный характер указанных связей вытекает из возможности их приложениия ко всем регионам и Земле в целом, предопределяет и положен в основу представления о геонимических этапах развития Земли и нового геолого-геофизического направления — геонимической периодизации геолого-геофизических явлений (Кравчинский 1967—1977; и др.).

Согласно развиваемым представлениям все геонимические процессы (палеогеофизические, палеотектонические, палеоклиматические, палеоорганические, палеогеохимические и др.) являются направленно-периодическими и взаимосвязанными. Только специфика используемого фактического материала (тектонического, палеонтологического и т. д.) определяет характер изучаемого круга явлений. Отсюда и происходит этапность (цикличность, стадийность и т. д.) геомагнитная, вертикальных тектонических движений, эпейрофореза, седиментационная, палеоклиматическая и др. Каждый этап описывает сходные последовательности однородных (например, гидрогеологических) событий обычно в отрыве или в слабой связи с другими геонимическими процессами (например, палеомагнитными). При этом нет необходимости ставить в один ряд этапы геонимические и гидрогеологические, тектонические и седиментационные, каждый из которых раскрывает пусть более или менее значительные, но особые стороны развития Земли.

Автор полагает, что геонимическая этапность обусловлена периодическими перестройками всех сфер Земли — от ядра до

магнитосферы, а возможно и околоземного пространства. Причину таких перестроек можно видеть в чередовании периодов накопления энергии (относительно спокойных периодов) и эпох разрядки (геономических перестроек). Накопление энергии (радиогенной, гравитационной дифференциации и др.) сопровождается разогревом глубоких сфер Земли и последующим выносом тепла и вещества в ее верхние слои. Эпоха активного выноса тепловой энергии сопряжена с изменением физического состояния глубинных слоев, образованием астеносферы и эпейрофорезом литосферных блоков, с палеогеографическими перестройками, активизацией процессов дифференциации вещества Земли на всех уровнях и т. д.

Очевидно, что концепция геономических этапов является мобилистской и впитала в себя идеи радиогенного разогрева глубинных слоев; дифференциации вещества Земли, периодического образования астеносферного слоя. Предполагает она и усиление влияния ротационных сил на литосферу в эпохи геономических перестроек.

Развиваемые взгляды не противоречат современному состоянию геологических знаний и позволяют с единых позиций подойти к объяснению всей совокупности геономических событий. Периодичность и полицикличность геологических процессов, сопряженность горизонтальных и вертикальных движений, некоторая асинхронность различных геологических явлений, палеомагнитные, палеоклиматические и палеонтологические перестройки, металлогенические эпохи и т. д. являются логическим следствием представления о геономических этапах развития Земли. Совокупность перечисленных явлений не рассматривается и не находит объяснения в рамках других теоретических концепций, а ряд лежащих в ее основе положений и некоторые следствия из нее имеют немаловажное самостоятельное значение. Это относится, в первую очередь, к рассмотрению проблемы дифференцирования геологического времени на этапы и мегаэтапы, сопряженности горизонтальных и вертикальных движений, проблеме полярности геомагнитного поля, выделения эпох эндогенной активизации и др. Но до сих пор многие важные геологические направления с позиций представления о геономических этапах развития Земли не рассматривались.

К выводу о существовании двух периодически сменяющих друг друга во времени и принципиально различных типов движения полюса в последующие годы пришли Э. А. Молостовский (1969, 1970), В. И. Апарин, В. С. Веденков (1973, 1975), Ю. М. Шейманн (1975) и др.

Работа Ю. М. Шейманна (1975), убежденного противника перемещения континентов, весьма симптоматична. Он предполагает, что сопряженность палеомагнитных и тектоно-магматических событий, а также коренное отличие океанических и континентальных массивов указывает на глубокое заложение эндо-

генных процессов (по крайней мере до границы ядра) «и проще строится, исходя в основном из неподвижных материковых и океанических областей... Особо следует отметить, что данные палеомагнетизма легче и удачнее укладываются в схемы с подвижными материками... Однако как ни подходить к значению описанных явлений... само установление связи столь разных процессов, как магнитный, магматический и тектонический, связи, которая охватывает практически всю Землю, представляется одним из крупнейших достижений наук о Земле за несколько последних десятилетий» (с. 74).

В процессе проведенных исследований были:

1) выделены палеомагнитные этапы как сходные историко-геономические последовательности геомагнитных событий;

2) показана зависимость между структурой литосферы и состоянием геомагнитного поля (типом «миграции» полюса, режимом и полярностью);

3) установлено, что в эпохи эпейрофореза докембрийские континентальные платформы воздымаются, а в прилегающих к платформам геосинклинальных областях завершается собственно геосинклинальная или орогенная стадия геосинклинального развития (реже формирование отдельных геосинклинальных ярусов) и закладываются новые геосинклинальные прогибы.

В периоды устойчивого палеогеографического положения преобладают нисходящие движения.

В качестве следствий из концепции геономических этапов развития Земли:

1) рассмотрена этапность развития органического мира в фанерозое;

2) некоторые глобальные палеоклиматические изменения и особенности палеографического положения ряда полезных ископаемых, связанных с климатической зональностью;

3) выдвинуто предположение о геомагнитных признаках металлогенических эпох эндогенного оруденения.

Многие важные направления в геологии с позиций представлений о геономических этапах не рассматривались. Эти пробелы, надо полагать, со временем будут устранены.

ПЕРЕЧЕНЬ ПАЛЕОМАГНИТНЫХ ПОЛЮСОВ

Пояснения к таблицам

- 8, 12 — индексы полюсов, заимствованных из таблиц Э. Ирвинга (Irving, 1964) и (Catalogue, 1972).
 8/12 — индексы по М. У. Мак-Элхини (McElhinny, 1968—1972).
 8—12 — индексы по А. Н. Храмову и др. (Палеомагнитные направления..., 1971, 1973).
 C12 — индексы по А. Н. Храмову и др. (Палеомагнетизм палеозоя, 1974).
 --12 — индексы по А. Н. Храмову, Л. Е. Шолпо (1967).
 12 — индексы по О. М. Русакову (1969).
 A—12 — индексы по А. Коксу, Р. Доллу (1963).
 O12 — индексы по А. Я. Кравчинскому (1970а).

Дублирующие индексы в таблицах не фигурируют. Например, полюс J — 26 (Кокс, Долл, 1963) в таблицах Э. Ирвинга (Irving, 1964) зарегистрирован под индексом 11.099. В настоящие таблицы внесен только J — 26.

Помеченные звездочкой полюсы при расчетах координат средних полюсов не использовались. Основанием для исключения полюсов из рассмотрения служили:

авторское определение полюса как ненадежного;
 отбор ориентированных образцов в складчатых областях или в зоне их сочленения с платформой (кроме случаев, особо оговоренных в тексте);

непредставительность изученной коллекции (коллекция содержит менее 10 штучков);

противоречивость данных, полученных для синхронных отложений, низкая кучность направлений остаточной намагниченности ($\alpha_{95} > 20-25$).

Стоящий между индексами знак ($\div$) (например, 092 $\div$ 095) означает, что рассматриваются полюсы от 092 до 095 включительно.

Т а б л и ц а I

Перечень палеомагнитных полюсов Сибирской платформы и смежных областей, использованных при составлении рисунков

Возраст	Индексы полюсов	Возраст	Индексы полюсов
Pt ₃ *	13—04, 13—18, 096÷0106	P ₂	7—10*, 7—40
V*	13—16, 092÷095	T ₁	6—35, 6—36, 38
Є ₁	12—15, 12—16, 12—32, 12—33, 089÷091	T ₂	37
Є ₂	12—09, 12—11, 12—28, 12— 29, 075÷081, 083÷086	T ₃	6—04
Є ₃	12—03, 12—06, 12—08, 12—18, 12—21, 12—22, 12—25, 059÷074	J ₂ —T	5—12
O ₁	11—19, 053÷058	J ₂	103
O ₂	11—06, 040÷052	J ₁	5—07÷5—10
O ₂₋₃	11—13, 034	J ₁₋₂	5—18, 103
O ₃	11—12, 028÷033	J ₃	5—03
O ₃ —S ₁	10—07	K	4—16
S ₁	10—13, 024, 026, 027	K ₁	4—09÷4—12, —77
S ₂	022, 023	K ₁₋₂	4—20
D	8—22, 9—36	K ₂	137
D ₁	9—34, 9—35, 021	N	2—36
D ₂	9—32, 9—33, 012÷016, 018, 019	N ₁	2—37
D ₂₋₃	09÷011	N ₁₋₂	2—29, 2—35
D ₃	9—25, 05÷08	N ₂	2—34, 2—52, —45÷ ÷—49
C ₁	8—45	Q	1—17
C ₂	8—27	Q ₁	1—22
C ₃ —P ₁	7—30	Q ₃	—1
P	01	Q ₄	1—20

Т а б л и ц а II

Перечень палеомагнитных полюсов Европы, Урала и Кавказа

Возраст	Индексы полюсов
Є ₁	2.01÷2.03*, 8/146*, 12—01, 13—02*
Є ₂	8/140÷8/143*
Є ₃	8/138*, 8/139*
O ₁	8/134÷8/137*, 9/131*, 11—09÷11—11
O ₂	9/129*, 9/130*, 11—01*
O ₃	8/132*, 8/133*

Возраст	Индексы полюсов
S_1	10—02*, 10—03*, 10—12*
S_2	2.06*, 4.01*, 8/129*, 8/130*, 9/126*, 9/127*, 10/129, 10—01, 10—08÷10—10
D_1	5.04*, 5.05*, 8/124*, 8/126*, 9/124*, 9—16
D_2	5.01*, 9—09÷9—13*, 9—21*, 9—27÷9—30
D_3	5.06*, 9—01÷9—05; 9—06÷9—08*, 9—17*, 9—18*, 9—22, 9—23, 9—24
C_1-D_2	8—43, 8—44
C_1	6.11*, 6.14*, 6.23*, 6.29*, 6.35*, 8/118*, 8—11*, 8—12*, 8—13÷ ÷8—15, 8—16÷8—21*, 8—28÷8—31*, 8—39÷8—42
C_2	6.13*, 6.26*, 9/119*, 8—05÷8—09, 8—10*, 8—11*, 8—24*, 8—32, 8—33, 8—35
C_3	6.01÷6.03*, 6.17÷6.20*, 6.32*, 6.37*, 7.15*, 8/87*, 9/91*, 10/107*, 10/108*, 10/111÷10/113*, 8—01, 8—02*, 8—03*, 8—23*
P	7.01÷7.03*, 7.05*, 7.10*, 7.14*, 7.16÷7.18*, 7.54*, 8/83*, 9/76*, 9/78*, 9/79*
P_1	7.08*, 7.09, 7.13*, 7.19*, 7.20*, 9/80 ÷9/84*, 9/88÷9/90*, 7—19÷7—21
P_2	7.06*, 7.07*, 7.11*, 7.21*, 7.55*, 9/67*, 9/68*, 9/77*, 10/97*, 10/98*, 7—01÷7—06, 7—11÷7—18, 7—23÷7—29, 7—31÷ ÷7—37, 7—38*, 7—39*
T_1	8.01, 8.02, 8.04, 8.05*, 8/75*, 9/60÷9/62*, 6—09÷6—16, 6—17*, 6—43÷6—46
T_2	9/55÷9/58*, 10/91, 6—03÷6—08
T_3	8.06, 8.07, 9/48*, 10/73*, 6—01, 6—02
J_1	9.04, 9.06, 91, 92, 5—06
J_2	9.01÷9.03, 9.05, 9.11, 9.12*, 9.13*, 9/46*, 89*, 5—02*, 5—04, 5—05*, 5—11*, 5—17*
J_3	88*, 5—13*, 5—14*, 5—01
K	10.01, 9/38*
K_1	10.02, 8/51, 129, 130, 132, 4—04*, 4—14*, 4—15*, 4—27*
K_2	8/46, 9/35*, 4—01*, 4—02*, 4—13*, 4—17*, 4—18*
P	11.001, 11.012÷11.019, 11.021÷11.025, 8/33, 3—03÷3—06*, 3—12*, 3—13*
N_1	11.005*, 11.007, 11.010, 11.011, 11.027, 11.111÷11.114, 8/30, 9/24*, 10/23*, 10/24*, 10/25, 10/35, 2—10*, 2—13*, 2—38*
N_2	11.006, 11.115, 11.116, 12.01, 1—19*, 1—23*, 1—24*, 2—01÷ ÷2—04*, 2—06÷2—08, 2—09*, 2—11*, 2—12, 2—13÷2—17*, 2—31*, 2—44÷2—49
Q	12.02÷12.04, 12.06, 12.07, 10/51, 12.10÷12.14, 1—04÷1—15, 1—18, 1—21, 1—29÷1—36, 1—44

Т а б л и ц а III
Перечень палеомагнитных полюсов
Индии

Возраст	Индексы полюсов
Є ₃	10/114
P ₂ —T	9/66
J ₂	8/60
J ₃ —K ₁	9.44
K ₁₋₂	9/39
K ₂ —P ₂	8/37÷8/41
P ₂	11.088
P—N	11.092

Т а б л и ц а IV

Перечень палеомагнитных полюсов Северной Америки

Возраст	Индексы полюсов
Є	9/135*, 10/148, 10/149
Є ₁	2.19, 2.20*, 2.23, 2.24*, 2.26, 8/147, 8/148
Є ₃	2.75*, 2.76, 2.77*, 2.78, 2.79*
O ₃	3.06, 3.07, 3.08
S	4.11, 4.12
S ₂	4.27, 8/128
D ₁	5.38*, 8/123
D ₃	8/120, 8/121, 9/120, 10/126
C	6.68, 8/113*
C ₁	6.61, 6.62, 6.67, 8/117
C ₂₋₁	6.138, 10/119, 10/120
C ₂₋₃	6.64, 6.65, 6.137, 10/115
C ₃	8/101, 9/98
C ₃ —P ₁	6.121, 7.52, 7.53, 8/95÷8/100, 10/105, 10/106, E-37, E-39, E-41, E-46, E-49, E-51, E-52
P	7.95, 7.96
P ₁	7.44, 7.45, 7.47, 7.48, 7.50, 7.51, 7.97, 7.160, 7.177, 8/88, 7.161
P ₂	9/65, 7.162, 7.163
P—T	7.117, F-41, F-42, F-43, F-45
T ₁	9/51÷9/54, 10/96, F-47, F-50, F-52, F-55, F-57, F-60, F-62, F-65, F-67, F-70, F-72, F-75, F-77, F-93, F-96
T ₁₋₂	F-81, F-84, F-86÷F-90

Возраст	Индексы полюсов
T_3	8.33÷8.39, 8.41÷8.45, 8.71, 8.72, 8.120, 8.128, 8.132, 8.168, 8.169*, 8.170, 8.171*, 8/68, 8/69, 9/49, 9/50, 10/81÷10/90
T_3-J_1	9.103, 9/47
J_2	9.104
J_1	8/61, G-14÷19, G-21
J_3-K_1	9.80 9.81, 9.82*, 9/42, 9/43, 10/68
J_2-K_2	10.84*÷10.86
K	10.11, 10.12, 10.17, 10.90, 10/49
K_1	8/52, 10/66, H-4
K_2	10.18, 10.71, 10.73, 8/48, 9/33, 9/36, 9/48
K_2-P	10.50, 10.87, 11.319
P_{1-2}	11.240, 11.241, 10/46
P_{2-3}	11.100, 11.109, 11.238, 11.312, 9/29, 1—22, 1—24, 1—26
$P-N$	11.97, 11.167, 11.229, 11.239*, 9/31
N	11.188÷11.190, 9/20*, A-57, A-66
N_1	11.149, 11.150, 11.320, 11.361, 8/26, 8/27, A-56, A-62
N_{1-2}	11.104, 11.107, 11.231, 11.232
N_2	9/12, 9/13
N_2-Q_1	9/9
Q	12.69, 12.94, 12.95, 12.136
Q_4	12.47, 12.161

Таблица V

Перечень палеомагнитных полюсов Африки

Возраст	Индексы полюсов
E_1-V	2.51*, 9/137
$E-O$	9/132
C	9/117, C1, C2, C3
C_{2-3}	6.56*, 6.57*
C_3-P_1	8/92, 8/93
P	8/85*
P_1	7.41*, 8/90, 8/91
P_2	7.40*
T_1	8/73, 8/74*
T_2	8/72
T_3	8—26, 8/62, 8/63, 8/65*, 8/66*, 8/67

Возраст	Индексы полюсов
J_1	9.24, 9.25, 9.46÷9.49, 9.50, 9.51, 9.58, 9.61, 9.70*, 9.75*, 9.76 9.111, 9.112, 8/56÷8/59, 10/77, G—22÷G—25, G—27
$J_2?$	9.113
K	10.15, 10.16, 8/50
K_1	9/40
K_2	10.69, 10.70, 10.81, 8/47*, H—13
K_2-P_2	8/36
$P-N$	8/92
P_2-N_1	11.160, 11.186
P_3-N_1	8/125
$P-Q$	12.42
N	8/24
N_1	11.310, 21
N_1-Q	8/14÷8/19
N_2	11.166, 11.185, 9/14÷9/18
N_2-Q_1	8/7, 8/8
Q	12.44
Q_1	9/2
Q_4	12.43, 12.92, 12.93, 8/6

Таблица VI

Перечень палеомагнитных полюсов Австралии

Возраст	Индексы полюсов
ϵ_1	2.17
ϵ_2	2.18, ϵ_2 , ϵ_4 , ϵ_5 , ϵ_6 , ϵ_7 , ϵ_8
O	9/128*
O_1	3.48
S_2	4.10
S_2-D_1	5.32, 8/127
D	9/122
D_2	5.33, 9/123*
D_3	5.34÷5.36, 9/121*
D_3-C_1	5.37
C_1	6.60, 8/108, 8/114
C_{2-3}	6.58, 6.59, 8/103 — 8/106

Возраст	Индексы полюсов
P_1	7.43
P_2	7.42
P_2-T_1	8/79, 8/80
T_1-T	8.28
T_2	8.29
J_1	9.28
J_2	9.29, 9.30, 9.33
J_3	9.31, 9.32
K_1	10.09
K_2	10.10
P_{2-3}	11.093, 11.094, 11.124
$P-N$	11.096
N_1	8/29
N_2-O_1	8/9
N_2-O_4	12.45

Таблица VII

Перечень палеомагнитных полюсов Южной Америки

Возраст	Индексы полюсов	Возраст	Индексы полюсов
ϵ	2.29, 8/145*	T	8.45*, 8.47*, 8.50*, 8.79*, 8.82*, 8.104*
$\epsilon-O$	3.24*, 3.52*		8.106*, 8.164*
O	3.53*, 3.54*	T_1	8.78, 8.80*, 8.81*, 8.161,
S	8/131, 4.15	T_2	8.77*
D	5.49*, 5.110*	T_3-J	8.51*, 8.83, 8.105*, 8.107*, 8.108*
D_1	8/122*	J	9.52*
D_{1-2}	5.109	J_2	9.84
$D-C$	4.24	$J-K_1$	10.19*, 10.110* 10/62
C	6.232*, 6.234*	K	10.107*, 10.109*
C_{2-3}	6.72*, 6.80*, 6.233*, 6.74	K_1	10.108
C_3	6.230, 8/107	$P-N$	11.125, 11.356
C_3-P_1	7.60, 7.196*, 7.198*, 7.200* ÷ ÷ 7.202*, 6.227*, 6.231*	$N^3_1-N_2$	11.255
P	7.195*, 8/86*, 10/101	$N-Q_1$	10/21, 10/20, 10/48
P_2	7.115*	N_2-Q_1	12.102
$P-T$	8.76*, 8.162*	Q	12.48, 12.101, 10/22

Перечень палеомагнитных полюсов Антарктиды

Возраст	Индексы полюсов
Є—J*	2.73, 9.40, 9.41
O	10/140
O—J*	3.09
D—J*	9.39
MZ(J ₂)	9.37, 9.38, 9.42, 9.56, 9.93
K ₂ —P ₂	11.126
N _i	11.314, 11.315
P—Q	12.55, 12.67, 12.140
Q	12.66

СРЕДНИЕ ПАЛЕОМАГНИТНЫЕ ПОЛЮСЫ

Для расчетов координат средних палеомагнитных полюсов использовались полюсы, перечисленные в таблицах I—VIII.

Принятые обозначения:

Φ — широта полюса;

Λ — долгота полюса;

K — кучность расположения полюсов, использованных для расчета среднего полюса;

A_{95} — радиус круга доверия.

n — числа палеомагнитных определений, включенных в расчеты.

Все северные широты — положительные, южные — отрицательные. Долгота для всех определений берется восточная.

Помеченные звездочкой полюсы при расчетах кинематических характеристик (см. часть I) во внимание не принимались.

Сибирская платформа

Возраст	Ф	А	К	А ₉₅	n	Примечание
У	—30	130	11	29	4	Использованы данные по дислоцированным отложениям
Є ₁	—28	157	5	28	7	
Є ₂	—44	160	31	7	16	
Є ₃	—35	126	120	3	25	
О ₁	—32	132	33	10	7	
О ₂	—22	132	150	3	13	Включены данные по краевой части платформы
О ₂₋₃ [*]	—20	125	49	18	3	
О ₃	—20	131	152	4	8	
С ₁ —О ₃ [*]	—17	108	—	—	1	
С ₁	42	145	11	23	5	
С ₂	34	172	—	—	2	
Д ₁	39	150	41	15	3	
Д ₂	32	160	18	13	8	
Д ₂₋₃ [*]	27	152	200	1	3	
Д ₃	32	146	6	34	5	
С ₂ [*]	32	147	21	17	5	Использованы данные по прилегающим к платформе областям
С ₁	36	145	—	—	1	
С ₂	51	118	—	—	1	
С ₃ —Р ₁	56	122	—	—	1	
Р ₂	56	145	—	—	3	
Т ₁ [*]	48	152	18	15	7	
Т ₁ [*]	57	145	20	5	41	
Т ₁	54	146	20	5	48	
Т ₂	40	126	—	—	1	
Т ₃	56	146	12	36	3	
Ј ₁	71	40	10	47	4	Юго-восточная часть Западной Сибири, Попигайская котловина
Ј ₂ [*]	61	231	—	—	1	
Ј ₃ [*]	54	123	—	—	1	
Ј ₂₋₃	83	170	—	—	2	
К ₁	68	155	44	8	9	
К ₂	70	183	—	—	2	
Р ₂ [*]	55	172	—	—	1	
Н ₁	79	242	34	15	4	
Н ₂	89	300	46	9	7	
Q	89	80	70	11	4	

Таблица X

Восточно-Европейская платформа

Возраст	Ф	А	К	А ₉₅	n	Примечание
Є	—13	137	—	—	1	А. Н. Храмов (1974) для отложений ордовика — нижнего карбона не исключает возможность позднепалеозойского переманчивания
O ₁	33	136	—	—	2	
S ₂	12	143	—	—	2	
S ₃ *	46	162	—	—	3	
D ₁	35	162	82	6	8	
D ₃	32	162	286	4	5	
C ₁	45	156	800	5	5	
C ₂	32	162	200	5	5	
C ₃	41	172	166	5	6	
P ₁	38	165	155	3	15	
P ₂	45	165	162	2	26	
T ₁	46	157	44	6	15	
T ₂	55	145	45	7	10	
T ₃	48	130	20	14	7	
J ₁	55	46	11	24	5	
J ₂	74	106	29	12	6	
J ₃ *	81	169	—	—	1	
K ₁	84	165	—	—	8	
P	78	140	118	4	10	
P ₂	79	148	52	5	17	
P ₃ *	72	115	—	—	1	
N ₁	77	140	83	5	11	
N ₂	83	76	27	10	9	
Q*	89	359	114	4	9	

Таблица XI

Северо-Американская платформа

Возраст	Ф	А	К	А ₉₅	n	Примечание
						Использованы образцы из различных регионов Северной Америки, в том числе из складчатых областей
Є ₁	9	136	—	—	2	Аппалачская складчатая область
Є ₁	—22	196	—	—	2	Плато Колорадо
Є ₁	14	165	5	35	5	В целом для раннего кембрия
Є ₂	12	182	—	—	2	Аппалачская складчатая область
Є ₃	—32	190	—	—	2	Там же
O ₂	—18	105	—	—	2	»

Возраст	Φ	Λ	K	A ₉₅	n	Примечание
O ₃	20	159	—	—	1	Аппалачская складчатая область
S ₂	29	124	13	26	4	Там же
	—9	104	—	—	1	»
D ₁	28	146	—	—	1	»
	—21	107	—	—	1	»
D ₃	29	119	100	9	4	»
C ₁	37	129	81	6	7	
C ₂₋₃	35	119	38	14	4	
C ₃	40	128	—	—	2	
C ₃ —P ₁	41	117	38	6	16	
P*	50	102	—	—	2	
P ₁	41	116	83	5	10	
P ₂	50	120	36	15	4	
P—T*	44	118	83	7	7	
T ₁	53	120	28	6	20	
T ₁₋₂	67	107	28	8	13	
T ₃	69	93	19	6	31	
J ₁	86	80	31	13	7	
J ₃ —K ₁	72	188	7	87	6	В расчет включены и альпиды (в широком понимании)
K ₁ —K ₁₋₂	76	188	27	10	8	Там же
K ₁₋₂ *	72	174	16	5	5	»
K ₁ *	84	203	—	—	3	»
K ₂	72	195	31	14	5	»
K*	74	191	32	7	13	В целом для мелового периода
K ₂ —P*	75	325	—	—	2	
P ₁₋₂ *	80	103	—	—	3	
P ₂	88	195	85	6	8	
P—N	80	274	11	28	4	
N*	88	250	6	29	6	
N ₁	87	249	95	5	9	
N ₁₋₂	86	210	430	4	4	
N ₂ —Q	71	291	—	—	3	
N*	82	269	18	7	26	В целом для неогена
Q	85	155	59	9	6	

Т а б л и ц а XII

Африканская платформа

Возраст	Ф	Λ	K	A ₉₅	n	Примечание
Є ₁ —У	—15	152	—	—	1	
Є—О	—21	158	—	—	2	
S ₂ —D ₁	—50	169	—	—	1	Складчатая область
C ₂₋₃	31	211	44	9	7	Свита Двайка и ее аналоги
P ₁	33	257	—	—	2	Свита Экка
T ₁	67	267	—	—	1	
T ₂	64	266	—	—	1	
T ₃	65	248	—	—	2	
T ₃ —J ₁	65	262	67	8	6	
T ₃ —J ₁ [*]	67	259	69	7	8	Всего для T ₃ — J ₁
J ₁ —J	66	268	87	3	21	
K ₁	60	262	—	—	1	
K ₂	68	250	125	11	3	
K [*]	68	255	88	4	6	В целом для мелового периода
K ₂ —P ₂	87	253	—	—	1	
P ₃ —N ₁	88	132	33	16	4	
N ₁ [*]	81	202	—	—	1	
N ₂	88	166	63	5	13	
N ₂ — Q ₃	84	145	—	—	3	
Q	83	245	133	7	5	

Т а б л и ц а XIII

Южно-Американская платформа

Возраст	Ф	Λ	K	A ₉₅	n	Примечание
Є	—49	152	—	—	1	
Є ₃ —О [*]	—8	138	—	—	3	Область альпийской складчатости
S	—28	168	—	—	2	
D ₁ [*]	—9	158	—	—	1	Анды
D ₁₋₂	30	133	—	—	1	
D—C	62	216	—	—	1	
C ₂₋₃	59	167	—	—	3	
C ₃ —P ₁	66	169	—	—	1	
P ₁	59	177	—	—	1	
P ₂	75	131	—	—	3	
T ₁	86	87	—	—	2	
T ₂ [*]	75	276	—	—	1	
T ₃ —J	86	130	—	—	2	
J ₂	84	236	—	—	1	

Возраст	Ф	А	К	А ₉₅	n	Примечание
J—K _i	76	241	—	—	3	Платформа и складчатые области
K	76	193	—	—	3	
P—N	72	107	—	—	2	То же
N ₂	83	95	46	9	7	Области альпийской складчатости
Q	87	124	—	—	2	

Таблица XIV

Австралийская платформа

Возраст	Ф	А	К	А ₉₅	n	Примечание
Є ₁	7	161	11	24	5	Складчатая область То же » » » » » » » » »
Є ₂	8	202	—	—	2	
O ₂	16	209	—	—	1	
S ₂	33	76	—	—	1	
S ₂ —D _i	76	178	—	—	2	
D ₂	49	221	—	—	1	
D ₃	65	160	—	—	1	
S ₂ —D ₃	68	191	21	20	4	
C ₁	84	226	—	—	1	
C ₂	73	327	—	—	1	
C ₃	49	319	190	5	5	В целом для триасового периода В целом для юрского периода В целом для мелового периода
P ₁	46	302	—	—	1	
P ₂	44	312	—	—	1	
P*	45	307	—	—	2	
P ₂ —T ₁ *	33	330	—	—	2	
T ₁	49	340	—	—	1	
T ₂	57	323	—	—	1	
T*	44	326	71	15	4	
J ₁	41	326	—	—	1	
J ₂	52	332	—	—	3	
J ₃	45	337	—	—	2	В целом для юрского периода
J*	47	332	32	12	6	
K _i	56	318	—	—	1	
K ₂	50	338	—	—	1	В целом для мелового периода
K*	53	328	—	—	2	
P ₂₋₃	65	321	—	—	3	
N ₁	76	286	—	—	2	
N ₂	87	20	—	—	2	

Индийская платформа

Возраст	Ф	Л	К	А ₉₅	n	Примечание
Є	28	212	—	—	1	В целом для позднего палеозоя
С ₃	—32	314	—	—	1	
P ₂	7	299	9	31	4	
С ₃ —P ₂ [*]	1	302	7	29	5	
T	30	305	—	—	1	
J ₂	14	297	—	—	2	Изверженные породы
J ₃ —K _i	34	287	22	9	13	
K _i	27	290	—	—	2	
K ₂ —P ₂	30	289	35	12	6	Изверженные породы
P ₂	58	269	—	—	1	
N _i	75	271	—	—	1	

Т а б л и ц а XVI

Восточно-Антарктическая платформа

Возраст	Ф	Л	К	А ₉₅	n	Примечание
O	14	206	—	—	1	Є—D
P ₂ ?	48	16	—	—	1	
J ₂	54	40	42	14	4	
K ₂ —P ₂	86	178	—	—	1	
N _i	85	9	—	—	2	
Q	82	51	—	—	1	

ЛИТЕРАТУРА

Апарин В. П. Палеомагнитные зоны в разрезе среднего и верхнего палеозоя Саяно-Алтайской складчатой области. Автореф. канд. дис. Свердловск, 1966. 13 с.

Апарин В. П., Веденков В. С. О скорости перемещения палеомагнитных полюсов.— «Геомagnetизм и астрономия», 1973а, т. XIII, № 3.

Апарин В. П., Веденков В. С. О цикличности истории геомагнитного поля в фанерозое.— В кн.: История магнитного поля Земли в палеозое. Красноярск, изд. Ин-та физики СО АН СССР, 1973б, с. 52—55.

Апарин В. П., Веденков В. С. Периодические изменения скорости перемещения палеомагнитных полюсов в фанерозое.— «Докл. АН СССР», 1975, т. 222, № 2, с. 415—416.

Апарин В. П., Веденков В. С. Возрастное распределение дивергенции палеомагнитных направлений и оси вращения Земли.— В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Ч. III. М., 1976а, с. 11.

Апарин В. П., Веденков В. С. Периодичность палеомагнитных перестроек в фанерозое.— В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Ч. III. М., 1976б, с. 10.

Артемьев М. Е., Артюшков Е. В. Изостазия и тектоника.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 41—57.

Артюшков Е. В. Гравитационная конвекция в недрах Земли.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1968, № 9, с. 3—17.

Артюшков Е. В. Дифференциация по плотности вещества Земли и связанные с ней явления.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 5, с. 18—30.

Архангельский А. Д. Геологическое строение и геологическая история СССР. Л., Гостоптехиздат, 1941. 375 с.

Архипов И. В., Муратов М. В. Области альпийской складчатости.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 219—240.

Атлас литолого-палеогеографических карт СССР. Т. I—IV. М., Госгеолтехиздат, 1967—1969.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолтехиздат, 1954. 606 с.

Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., «Наука», 1975. 225 с.

Берг А. С. Система рыб. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1940. 517 с.

Блекетт П. М. С. Лекции о магнетизме горных пород. М., изд. Всес. науч.-иссл. ин-та геофиз. методов разв., 1959. 150 с.

Бобин Е. С. Геология Аллаха-Юиского междуречья.— «Труды треста Золоторазведка и НИГРИЗолото», 1940, вып. 13, с. 5—37.

Богданов Н. А. Палеозой востока Австралии и Меланезии. М., «Наука», 1967. 179 с.

Боголепов К. В. О некоторых проблемах орогенеза.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 8—47.

Боголепов К. В., Врублевский А. А., Ермаков В. Д. О соотношениях в развитии Сихотэ-Алинской геосинклинали и восточной части Центрально-Азиатского дейтероорогенного пояса.— В кн.: Тектоника мезозойского орогенного пояса Центральной Азии. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 257—269.

Борукаев Ч. Б. Принципы тектонического районирования.— В кн.: Основные черты тектоники. Докембрий континентов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 20—51.

Борукаев Ч. Б. Некоторые проблемы тектоники докембрия.— В кн.: Основные черты тектоники. Докембрий континентов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 151—210.

Ботт М. Внутреннее строение Земли. М., «Мир», 1974. 373 с.

Брагинский С. И. Об основах теории гидромагнитного динамо Земли.— «Геомagnetизм и аэрономия», 1967, № 3, с. 401—410.

Браун Д., Кемпбелл К., Крук К. Геологическое развитие Австралии и Новой Зеландии. М., «Мир», 1970. 348 с.

Бронштейн И. Н., Семендяев К. А. Справочник по математике. М., «Наука», 1964. 608 с.

Буха В., Малковски З., Петрова Г. Н. и др. Проблема континентального дрейфа на территории Евразии по данным палеомагнитных исследований нижнего палеозоя.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Наука», 1976, с. 86—202.

Бурлацкая С. П., Начасова И. Е. Основные черты геомагнитного поля по мировым археомагнитным данным.— В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 1. Баку, «Красный Восток», 1973, с. 89—90.

Бюрелле П. Ф., Рувье Х. Тунис.— В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 75—85.

Вахрамеев В. А. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1957, № 11, с. 82—102.

Вегенер А. Возникновение материков и океанов. М.—Л., Госиздат, 1925. 145 с.

Вербицкая Н. Г., Радченко Г. П. Каменноугольная система.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 96—110.

Вербицкая Н. Г., Радченко Г. П. Пермская система.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 110—122.

Виноградов А. П., Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Ханн В. Е. Палеогеография Русской платформы и ее геосинклинального обрамления.— В кн.: Региональная палеогеография. Докл. сов. геологов на XXI сессии МГК. Проблема 12. М., 1960, с. 5—14.

Вихерт А. В. История геологического развития.— В кн.: Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М., 1961, с. 99—134. (Труды ЯФ СО АН СССР, сб. 5).

Власов А. Я., Апарин В. П. Некоторые данные о палеомагнетизме позднедокембрийских отложений Енисейского кряжа.— В кн.: Материалы V Всес. конференции по палеомагнетизму. Красноярск, изд. Ин-та физики СО АН СССР, 1963, с. 409—413.

Воронов П. С. Дрейф континентов: за и против. Л., Изд-во Геогр. об-ва СССР, 1968а. 31 с.

Воронов П. С. Очерки о закономерностях морфометрии глобального рельефа Земли. Л., «Наука», 1968б. 123 с.

Гамов Л. Н., Пеньков А. В. Сводный палеомагнитный разрез мезокайнозоя Южного Таджикистана.— В кн.: Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. 2. Киев, «Наукова думка», 1970, с. 35—38.

Ганссер А. Геологическая и тектоническая история Гималаев.— «Сов. геология», 1965, № 10, с. 67—79.

Ганссер А. Геология Гималаев. М., «Мир», 1967. 350 с.

- Геология и нефтегазопосность Индии. М., «Мир», 1968. 143 с.
- Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973. 543 с.
- Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966. 447 с.
- Геология СССР. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1962. 813 с.
- Геологическое строение СССР. Т. I. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958. 588 с.
- Гланжо Л., Марсе Ж. Альпийская складчатая система Северной Африки.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука»— «Недра», 1964, с. 339—341.
- Гончаров Г. И. К результатам палеомагнитных исследований палеозоя северо-западной части Сибирской платформы.— В кн.: Материалы V Всес. конференции по палеомагнетизму. Красноярск, изд. Ин-та физики СО АН СССР, 1963, с. 395—400.
- Гоньшакова В. И. Трапповый магматизм и магнетитовое оруденение юго-восточной части Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1961. 295 с. (Труды ИГЕМ АН СССР, вып. 61).
- Гусев Б. В. Горизонтальные движения земной коры в истории формирования мезозойских прогибов и конформных структур центральной части Советской Арктики.— В кн.: Геотектонические предпосылки к поискам полезных ископаемых на шельфе Северного Ледовитого океана. Л., Изд-во Науч.-исслед. ин-та геологии Арктики, 1974, с. 68—81.
- Гусев Б. В., Давыдов В. Ф., Ивлев К. А., Камышева Г. Г., Кравчинский А. Я., Ливид Э. Н., Саврасов Д. И., Файнберг Ф. С. Палеомагнитная характеристика траппов Сибирской платформы.— В кн.: Состояние и направление исследований по металлогении траппов. (Тезисы докл. к III Всес. совещанию). Красноярск, 1974, с. 125—127.
- Гусев А. И., Флейшман С. С. Геология и полезные ископаемые северной оконечности Хараулахского хребта.— «Труды Арктического ин-та», 1938, т. ХС, с. 47—63.
- Давыдов В. Ф. Некоторые закономерности распределения вектора остаточной намагниченности траппов южной части Сибирской платформы.— Тезисы докл. IV конференции по палеомагнетизму. М., изд. Ин-та физики Земли АН СССР, 1961, с. 16—18.
- Давыдов В. Ф. Рекогносцировочные палеомагнитные исследования трапповой формации Сибирской платформы.— «Геол. и геофизика», 1965, № 11, с. 66—79.
- Давыдов В. Ф., Кравчинский А. Я. Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири.— В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., «Наука», 1965, с. 294—302.
- Давыдов В. Ф., Кравчинский А. Я. Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири. Отчет по работам 1966—1967 гг. Фонд Восточного геофиз. треста, Всес. геол. фонд. Иркутск, 1967. 408 с.
- Давыдов В. Ф., Кравчинский А. Я. Палеомагнитные исследования стратифицированных пород Восточной Сибири.— В кн.: Геофизические исследования при решении геологических задач в Восточной Сибири. М., «Недра», 1970, с. 124—147.
- Давыдов В. Ф., Кравчинский А. Я., Иванов В. А. К вопросу о длительности траппового магматизма на Сибирской платформе.— В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 3. Баку, «Красный Восток», 1973, с. 68—69.
- Демокидов К. К., Писарчик Я. К., Чернышева Н. Е. Кембрийская система.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 44—57.
- Догель В. А. Зоология беспозвоночных. М., «Высшая школа», 1975. 559 с.
- Драгунов В. И., Коников А. З., Маньковский В. К. Верхний протерозой и венд.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 25—44.
- Дрейф континентов. М., «Наука», 1976. 202 с.

- Друшиц В. В., Обручева О. П. Палеонтология. М., Изд-во МГУ, 1971. 414 с.
- Дубатовол В. Н. Зоогеография девонских морей Евразии. Новосибирск, «Наука», 1972. 128 с.
- Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 490 с.
- Дю-Тойт А. Наши странствующие континенты.— В кн.: Проблемы перемещения материков. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 7—63.
- Жарков М. А. Палеозойские соленосные формации мира. М., «Наука», 1974. 392 с.
- Жизнь животных. Т.1. М., «Просвещение», 1968. 579 с.; Т.2. 1968, 562 с.; Т.3, 1969, 575 с.; Т.4, ч. 1, 1971, 655 с.; Т. 4, ч. 2, 1969, 486 с.; Т. 5, 1970, 611 с.; Т. 6, 1971, 627 с.
- Жизнь растений. Т.1. М., «Просвещение», 1974. 486 с.
- Зайцев Н. С. Области ранней каледонской складчатости.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 69—79.
- Зайцев Н. С. Средне- и верхнепалеозойские впадины и прогибы в байкалидах и каледонидах.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 112—144.
- Зоненшайн Л. П. Реконструкции палеозойских океанов.— В кн.: Дрейф континентов. М., «Наука», 1976, с. 28—71.
- Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Моралев В. М. Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М., «Недра», 1976. 231 с.
- Зорин Ю. А. Геофизические аспекты проблемы эпох выравнивания рельефа (на примере Восточной Сибири).— «Геоморфология», 1972, № 2, с. 13—18.
- Илюхина Н. П. Средне- и верхнепалеозойские отложения среднего течения р. Ангары.— «Информ. сб. Всес. геол. ин-та», 1960, № 40, с. 47—64.
- Ирвинг Э. Перемещение полюсов в свете данных палеомагнетизма и палеоклиматологии.— В кн.: Палеомагнетизм. М., Изд-во иностр. лит., 1962а, с. 166—190.
- Ирвинг Э., Грин Р. Движение полюса по отношению к Австралии.— В кн.: Палеомагнетизм. М., Изд-во иностр. лит., 1962б, с. 390—400.
- Ирдли А. Дж. Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1954. 665 с.
- История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра». 1964. 252 с.
- Калинин Ю. Д. Инверсия геомагнитного поля и размеры ядра Земли.— «Геомагнетизм и аэрономия», 1971, № 1, с. 187—188.
- Каширцев А. С. Пермские отложения.— В кн.: Геологическое строение и рудоносность Западного Верхоянья. М., 1961, с. 7—49. (Труды ЯФ СО АН СССР, сб. 5).
- Каэн Л. Геология Бельгийского Конго. М., Изд-во иностр. лит., 1958. 537 с.
- Келлер Б. М. Великие оледенения в истории Земли.— «Сов. геология», 1972, № 9, с. 26—35.
- Кер А. Альпийские цепи Центрального Средиземноморья (северные районы Алжира и Туниса).— В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1973, с. 60—75.
- Кинг Ф. Б. Геологическое развитие Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1961. 299 с.
- Кириллов В. М. Палеомагнитно-стратиграфическое исследование угленосной толщи Кузбасса. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1971. 25 с.
- Климов Л. В. Основные черты геологической структуры Антарктиды.— «Информ. бюл. Сов. антарктич. экспедиции», 1967, № 65, с. 30—43.
- Козеренко В. Н. О геологической истории Забайкальской складчатой области в перми.— «Ученые зап. Львовского ун-та. Серия геол.», 1955, т. XXXV, вып. 8, с. 32—45.

Коке А., Долл Р. Обзор явлений палеомагнетизма.— В кн.: Проблемы перемещения материков. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 226—317.

Колотухина С. Е. Тектоническое развитие Бразильского щита.— «Геотектоника», 1966, № 4, с. 92—104.

К пятидесятилетию советской геотектоники.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 3—7.

Кравчинский А. Я. Ориентационная намагниченность горных пород в палеомагнитных исследованиях.— В отчете В. Ф. Давыдова, А. Я. Кравчинского по работам 1966—1967 гг. Палеомагнитные исследования горных пород Восточной Сибири. Ч. II. Фонд Восточного геофиз. треста, Всес. геол. фонд. Иркутск, 1967, с. 129—408.

Кравчинский А. Я. Палеомагнитные этапы развития Сибирской платформы в палеозое. Автореф. канд. дис. Иркутск, 1968. 22 с.

Кравчинский А. Я. Палеогеография верхнего палеозоя Сибирской платформы и прилегающих областей.— «Сов. геология», 1969, № 4, с. 46—57.

Кравчинский А. Я. Перемещение Сибирской платформы (по палеомагнитным и палеоклиматическим данным).— «Геотектоника», 1970а, № 6, с. 77—87.

Кравчинский А. Я. Характер позднекембрийских и раннеордовикских инверсий геомагнитного поля на территории Сибирской платформы.— «Труды Иркут. политехн. ин-та и Иркут. геол. управления. Серия геофиз.», 1970б, вып. 51, с. 135—138.

Кравчинский А. Я. Палеомагнетизм четвертичных базальтов Западного Забайкалья.— «Труды Иркут. политехн. ин-та и Иркут. геол. управления. Серия геофиз.», 1970в, вып. 51, с. 139—142.

Кравчинский А. Я. История развития Сибирской платформы в палеозое по палеомагнитным данным.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в Тунгусской синеклизе и смежных регионах. М., «Недра», 1971а, с. 3—10.

Кравчинский А. Я. Палеомагнитные широты месторождений бокситов и вопросы изучения палеотемпературного режима земной поверхности.— «Труды Иркут. политехн. ин-та и Иркут. геол. управления. Серия геофиз.», 1971б, вып. 68, с. 82—88.

Кравчинский А. Я. Некоторые вопросы геологической истории платформы.— В кн.: Материалы по региональной геологии Сибирской платформы и ее складчатого обрамления. М., «Недра», 1972а, с. 12—16.

Кравчинский А. Я. Палеоклимат Восточной Сибири в ранней пермии.— В кн.: Геолого-геофизические исследования в Тунгусской синеклизе и смежных регионах. М., «Недра», 1972б, с. 125—129.

Кравчинский А. Я. О сопряженности палеомагнитных и палеогеографических перестроек на Восточно-Европейской платформе.— «Геотектоника», 1973а, № 6, с. 34—47.

Кравчинский А. Я. Палеомагнитные этапы развития докембрийских платформ.— В кн.: Состояние и перспективы развития геофизических работ в Восточной Сибири при изучении геологического строения и поисках твердых полезных ископаемых. Иркутск, Вост.-Сиб. кн. изд-во, 1973б, с. 22—23.

Кравчинский А. Я. Перспективы применения палеомагнитного метода при прогнозировании размещения некоторых полезных ископаемых.— В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Восточной Сибири. Иркутск, 1974, с. 180—181.

Кравчинский А. Я. Некоторые предпосылки и данные о согласованных изменениях палеоширот, палеоклиматов и органического мира.— В кн.: Палеонтология, палеобиогеография и мобилизм. Тезисы докл. 21 сессии Всес. палеонтол. об-ва, 27—31 янв. Л., 1975, с. 18—19.

Кравчинский А. Я. Стратиграфические палеомагнитные исследования пермотриасовых и кайнозойских пород Восточной Сибири.— Отчет

по теме $\frac{А.П.1}{101(13)} 4-1/124$ по работам 1973—1975 гг. Ч. I. Решение приклад-

ных геолого-геофизических задач с помощью палеомагнитного метода; ч. II. Теоретические исследования. Палеомагнитные и палеогеографические перестройки. Территориал. геол. фонд. Всес. геол. фонд. Иркутск, 1975. 488 с.

Кравчинский А. Я. О времени основного оруденения на Коршуповском железорудном месторождении (по палеомагнитным данным).— В кн.: Новые методы крупномасштабного геологического картирования и поисков твердых полезных ископаемых на Сибирской платформе. Тезисы докладов. Иркутск, изд. Иркутского территори. правления науч.-техн. об-ва — горное, 1976а, с. 53—55.

Кравчинский А. Я. Реакция геосинклинальных областей на горизонтальные перемещения Восточно-Европейской платформы.— «Геотектоника», 1976б, № 6, с. 45—50.

Кравчинский А. Я. Этапность геологического развития Земли с учетом палеомагнитных данных.— В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Тезисы докладов. Ч. III. М., изд. Ин-та физики Земли АН СССР, 1976в, с. 55.

Кравчинский А. Я. Палеомагнитные и палеогеографические перестройки на докембрийских платформах. М., «Недра», 1977. 102 с.

Кравчинский А. Я. Периодичность в дрейфе континентов.— «Геотектоника», 1978, № 2.

Кравчинский А. Я., Воронцов А. Е. Проблема обратной полярности руд Коршуповского железорудного месторождения.— В кн.: Главное геомагн. поле и проблемы палеомагнетизма. Тезисы докладов. Ч. III. М., изд. Ин-та физики Земли АН СССР, 1976, с. 56.

Кравчинский А. Я., Давыдов В. Ф., Голдырев Г. С. Опыт палеомагнитной стратификации доновых осадков оз. Байкал.— В кн.: Хронология ледникового века. М., изд. Географ. об-ва СССР, 1974, с. 110—113.

Кравчинский А. Я., Давыдов В. Ф., Рыбаков В. Г. Палеомагнетизм палеогеновых отложений Западного Прибайкалья.— В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 3. Баку, «Красный Восток», 1973, с. 91—92.

Кравчинский А. Я., Мац В. Д., Давыдов В. Ф., Голдырев Г. С., Покатилев А. Г., Белова В. А., Федорова В. А. Результаты палеомагнитных и геологических исследований доновых и береговых отложений оз. Байкал.— В кн.: Материалы IX конференции по вопросам постоянного геомагнитного поля, магнетизма горных пород и палеомагнетизма. Ч. 3. Баку, «Красный Восток», 1973, с. 93—94.

Кравчинский А. Я., Новокшенов Ю. А., Шамес П. И. Применение палеомагнитного метода при средне-крупномасштабном картировании туфогенных пермотриасовых толщ на севере Иркутской области.— В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Тезисы докладов. Ч. III. М., изд. Ин-та физики Земли АН СССР, 1976а, с. 57.

Кравчинский А. Я., Шамес П. И., Новокшенов Ю. А., Мац В. Д., Голдырев Г. С. Применение палеомагнитного метода при стратификации и геокартировании некоторых фанерозойских толщ.— В кн.: Новые методы крупномасштабного геологического картирования и поисков твердых полезных ископаемых на Сибирской платформе. Тезисы докладов. Иркутск, 1976б, с. 50—51.

Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. М., Изд-во иностр. лит., 1954. 424 с.

Криштофович А. И. Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеозойской эры.— «Природа», 1937, № 2, с. 47—62.

Кропоткин П. Н. Палеомагнетизм, палеоклиматы и проблема крупных горизонтальных движений земной коры.— «Сов. геология», 1961, № 5, с. 11—24.

Кропоткин П. Н. Механизм движений земной коры.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 25—39.

Кропоткин П. Н., Шахваретова К. А. Геологическое строение Тихоокеанского подвижного пояса. М., «Наука», 1965. 365 с.

Кузнецов М. Ф., Наумов В. А., Тарасевич С. И. Абсолютный возраст траппов бассейна верхнего течения Нижней Тулгуски и его геолого-радиологическая интерпретация. — В кн.: Геолого-радиологическая интерпретация несходящихся значений возраста. М., «Наука». 1973, с. 206—212.

Куликов М. В., Тулохонов М. И. Пермские отложения Чаронского поля (Восточное Забайкалье). — Докл. АН СССР. Серия геол., 1958, т. 123, вып. 6, с. 1100—1103.

Лавров М. М. О нижней границе позднего докембрия. — Труды Иркут. политехн. ин-та. Серия геол., 1966, вып. 30.

Леонов Г. П. Складчатая область Атласид. — В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973, с. 135—151.

Лисицын А. П. О типах морских отложений, связанных с деятельностью льдов. — Докл. АН СССР. Серия геол., 1958, т. 118, вып. 2, с. 373—376.

Ли Сы-гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952, с. 519.

Лихарев Б. К., Кумпан А. С., Миклухо-Маклай А. Д., Радченко Г. П., Верховской А. С., Бельговский Г. Л., Шведов Н. А., Попов Ю. П., Денигин Ю. П. Пермская система. — В кн.: Геологическое строение СССР. Т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958, с. 345—372.

Логнинова Г. А. Палеогеография северной части Африканской платформы в мезозое и палеогене. — «Геология и разведка», 1969, № 5.

Логнинова Г. А., Панов Д. И. Геологическое строение и история геологического развития бассейна Мзаб-Радамес в Северной Африке. — «Геология и разведка», 1969, № 5, с. 38—51.

Локерман А. А. Об открытии пермских отложений в Приаргунье. — В кн.: Геологический сборник Львовского геол. об-ва. Львов, изд. Львов. гос. ун-та, 1958, вып. 5-6, с. 314—320.

Лотце Ф. Распространение эвапоритов в пространстве и времени. — В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 321—336.

Лурье М. Л., Обручев С. В. Основные черты эффузивного магматизма трапповой формации Сибирекой платформы. — «Материалы Всес. геол. ин-та. Новая серия», 1955, вып. 7, с. 159—206.

Любимова Е. А. Тепловые потоки и динамика земных недр. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1970, № 5, с. 3—17.

Листинг Е. Н. Изостазия и изостатические гипотезы. М., Изд-во АН СССР, 1957. 90 с.

Магакьян И. Г. Рудные месторождения. Ереван, Изд-во АН АрмССР, 1961. 548 с.

Магницкий В. А. Внутреннее строение и физика Земли. М., «Недра», 1965. 379 с.

Магницкий В. А. Слой низких скоростей верхней мантии Земли. М., «Наука», 1968. 28 с.

Мазарович А. П. Основы региональной геологии материков. Ч. 1. М., Изд-во МГУ, 1951. 347 с.; ч. 2, 1952. 139 с.

Макки Э. Д. Распознавание жарких и аридных климатов прошлого. В кн.: Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968, с. 229—240.

Маркова Н. Г., Клитва К. А. Области поздней каледонской складчатости. — В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 80—111.

Мац В. Д., Кравчинский А. Я. Палеомагнитная и палеонтологическая характеристика палеоген-четвертичных отложений оз. Байкал и Околобайкалья. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Ч. III. Тезисы докладов. М., изд. Ин-та физики Земли АН СССР, 1976, с. 62.

Мейер К. П. Происхождение наземной растительности. М., «Советская наука», 1946. 141 с.

Меннер В. В., Янов Э. Н. Девонская система. — В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 88—96.

Меньшиков Н. Н. Основные черты геологического строения Сахары.— «Бюлл. Московского об-ва испытат. природы. Новая серия. Отдел геологии», 1956, т. XXXI, вып. 6, с. 3—41.

Местро Ж. Центральная Африка.— В кн.: Тектонические карты континентов. М., «Наука», 1967, с. 125—135.

Методы и результаты палеомагнитного изучения осадочных формаций кайнозоя Западной Сибири. Новосибирск, «Наука», 1973. 95 с. (Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР, вып. 240).

Молостовский Э. А. К вопросу об изменениях магнитного поля Земли в поздней перми и раннем триасе и их корреляция с геологическими явлениями.— В кн.: Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. 2. Казань, «Научная думка», 1970, с. 93—98.

Молостовский Э. А. Стратиграфия верхней перми и нижнего триаса Южного Приуралья и Горьковского Поволжья по палеомагнитным данным. Автореф. канд. дис. Саратов, 1969. 21 с.

Монин А. С. История Земли. Л., «Наука», 1977. 128 с.

Муратов М. В. Строение складчатого основания Средиземноморского пояса Европы и Западной Азии и главнейшие этапы развития этого пояса.— «Геотектоника», 1969, № 2, с. 21—32.

Муратов М. В., Пуцаровский Ю. М., Херасков Н. П., Янин А. Л. Временные и пространственные закономерности в развитии складчатых областей Евразии.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 421—452.

Нагата Т. Магнетизм горных пород. М., «Мир», 1965. 347 с.

Наливкин В. Д., Ронов А. Б., Хаин В. Е. Общие закономерности развития Русской платформы и ее геосинклинального обрамления.— В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1974, с. 194—216.

Назаров Х., Давтян М. Т. Палеомагнитное расчленение и корреляция палеогеновых, меловых и юрских отложений Туркменистана.— В кн.: Материалы VIII конференции по постоянному геомагнитному полю и палеомагнетизму. Ч. 2. Казань, «Научная думка», 1970, с. 101—105.

Наука сегодня. Вып. I. М., «Знание», 1973. 286 с.

Нейбург М. Ф. Опыт фитостратиграфического сопоставления верхнепалеозойских отложений Ангарицы и Гондваны (Индия).— В кн.: Вопросы геологии Азии. Т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954, с. 765—798.

Никифорова О. И. Силурийская система.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 75—88.

Никифорова О. И., Андреева О. Н. Ордовикская система.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 57—75.

Новая глобальная тектоника (тектоника плит). М., «Мир», 1974. 471 с.

Одинцова М. М. Материалы к корреляции разрезов юрских отложений центральной и северо-восточной частей Сибирской платформы.— В кн.: Юрские отложения Южной и Центральной частей Сибирской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 58—76. (Труды Ин-та Земной коры СО АН СССР, вып. 15).

Основы палеонтологии. Земноводные, пресмыкающиеся и птицы. М., «Наука», 1964. 722 с.

Основы палеонтологии. Млекопитающие. М., Гостехгеоиздат, 1962. 421 с.

Основные черты тектоники Докембрий континентов. Новосибирск, «Наука», 1977. 263 с.

Очерки по геологии Южной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1959. 341 с.

Павлов С. Ф., Домышев В. Г., Ломоносова Т. К. Геология и палеогеография верхнепалеозойских и нижнетриасовых отложений юга Тулусской синеклизы. М., «Недра», 1966. 171 с.

Палеомагнетизм палеозоя. М., «Недра», 1974. 238 с. Авт. А. Н. Храмов, Г. И. Гончаров, Р. А. Комиссарова, Э. П. Осипова, И. А. Погарская, В. П. Родионов, И. П. Слауцитайс, Л. С. Смирнов, Н. Н. Форш.

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. (Справочные данные по СССР). Л., изд. Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, 1971. 124 с.

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. (Справочные данные по СССР). Вып. 2. Материалы мирового центра данных, МЦД-Б. М., изд. МЦД, 1973. 89 с.

Палеомагнитные направления и палеомагнитные полюса. (Данные по СССР). Вып. 3. Материалы мирового центра данных, МЦД-Б. М., изд. МЦД, 1975. 44 с.

Пейве А. В. Разломы и тектонические движения.— «Геотектоника», 1967, № 5, с. 8—23.

Петрова Г. Н., Храмов А. Н. Палеомагнетизм и внутреннее строение Земли.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1970, № 4, с. 65—83.

Петрова Г. Н., Буха В. В., Гамов Л. Н., Гурарий Г. З., Давыдов В. Ф., Исмаил-Заде Т. А., Калинин Ю. Д., Кравчинский А. Я., Поспелова Г. А., Родионов В. П. Характерные черты переходных режимов геомагнитного поля.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1972, № 6, с. 46—53.

Печерский Д. М. Палеомагнетизм и палеомагнитная корреляция мезозойских отложений Северо-Востока СССР.— В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. Магадан, 1970, с. 58—99.

Плотникова М. И. Палеогеновая и неогеновая системы.— В кн.: Геология Сибирской платформы. М., «Недра», 1966, с. 172—184.

Поникаров В. П., Уфлянд А. К., Долгинов Е. А., Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. Северо-Восточная Африка и Аравия.— В кн.: Геология и полезные ископаемые Африки. М., «Недра», 1973, с. 313—359.

Попов Ю. Н. Области спаса и седиментации в Верхояно-Колымской геосинклинали в пермский период.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1945, вып. 3, с. 103—114.

Попова А. В. Палеомагнетизм и палеоклиматы палеозоя юга Красноярского края.— В кн.: Материалы V Всес. конференции по палеомагнетизму. Красноярск, изд. Ин-та физики СО АН СССР, 1963, с. 383—394.

Поспеев В. И. Изучение фундамента и глубинного геоэлектрического разреза юга Сибирской платформы. Отчет по теме 0.50.02 $\frac{Б.1.4}{101(13)}$ 32 — 3/68 по работам 1973 — 1975 гг. в 3-х томах. Территориал. геол. фонд, Всес. геол. фонд. Иркутск, 1975. 290 с.

Проблемы палеоклиматологии. М., «Мир», 1968. 225 с.

Проблемы перемещения материков. М., Изд-во иностр. лит., 1963. 367 с.

Проблемы планетарной геологии. М., Госгеолтехиздат, 1963. 342 с.

Пронин А. А. Герцинский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969а. 196 с.

Пронин А. А. Каледонский цикл тектонической истории Земли. Л., «Наука», 1969б. 232 с.

Пронин А. А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Кайнозой. Л., «Наука», 1973а. 316 с.

Пронин А. А. Альпийский цикл тектонической истории Земли. Мезозой. Л., «Наука», 1973б. 224 с.

Пушаровский Ю. М. Кайнозойские тектонические зоны Тихоокеанского кольца.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 241—266.

Пуцдаровский Ю. М. Области мезозойской складчатости.— В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 176—192.

Равич М. Г., Климов Л. В., Соловьев Д. С. Докембрий Восточной Антарктиды. М., «Недра», 1964. 470 с.

Радченко Г. П. Наземная флора (распространение ассоциаций, история развития и фитогеографическое районирование). Пермская система.— В кн.: Стратиграфия СССР. М., «Недра», 1966, с. 447—460.

Родионов В. П., Сидорова Э. П. Палеомагнитное изучение разрезов верхнего кембрия, ордовика и силура юга Сибирской платформы.— В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л., Гостехиздат, 1963, с. 50—68. (Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол. развед. ин-та, вып. 204).

Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений европейской части СССР (по данным объемного метода).— В кн.: Труды Геофиз. ин-та АН СССР. М., 1949, № 3 (130). 390 с.

Русаков О. М. Магнитное поле Земли в мезозое. Киев, «Наукова думка», 1969. 142 с.

Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостехиздат, 1962. 558 с.

Рухина Е. В. Литология моренных отложений. Л., Изд-во Ленинград. гос. ун-та, 1960. 142 с.

Сазонов Н. Т. Стратиграфия юрских отложений европейской части СССР в пределах Русской платформы.— «Сов. геология», 1962, № 7, с. 80—93.

Санд Р. Геология Египта. М., «Мир», 1965. 275 с.

Сакс В. Н. Некоторые общие вопросы палеогеографии и палеобιοгеографии мезозойской эры.— В кн.: Проблемы палеозоогеографии мезозоя Сибири. М., «Наука», 1972, с. 5—18.

Сакс В. Н., Шульгина Н. И. Валанжский ярус Бореального пояса.— В кн.: Биостратиграфия бореального мезозоя. Новосибирск, «Наука», 1974, с. 142—149.

Серпухов В. И. Геологический очерк верхней части рек Юоды, Маи, Каганды.— «Труды треста Золоторазведка и НИПГРИЗолото», 1940, вып. 13, с. 58—112.

Синицын В. М. Древние климаты Евразии. Ч. 3. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1970. 133 с.

Соколов Б. С. Силурийский период.— В кн.: История геологического развития Русской платформы и ее обрамления. М., «Недра», 1964, с. 40—51.

Сороков Д. С. Стратиграфия триасовых отложений Центрального сектора Советской Арктики.— В кн.: Нефтегазоносность севера Сибири. Л., Гостехиздат, 1958, с. 36—43.

Сорохтин О. Г. Глобальная эволюция Земли. М., «Наука», 1974. 184 с.

Спижарский Т. Н. О возрасте вулканогенных образований Сибирской платформы.— «Материалы Всес. геол. ин-та. Новая серия», 1955, вып. 7, с. 133—140.

Справочник по тектонической терминологии. М., «Недра», 1970. 582 с.

Стратиграфия СССР. Пермская система. М., «Недра», 1966. 536 с.

Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1962. 212 с.

Сужи Ж. Западная Африка.— В кн.: Тектонические карты континентов. М., «Наука», 1967, с. 116—119.

Тарлинг Д., Тарлинг М. Движущиеся материи. М., «Мир», 1973. 104 с.

Тамразян Г. П. Некоторые важнейшие планетарные тектонические закономерности и их причинные связи.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1967, № 11, с. 12—23.

Тектоника Африки. М., «Мир», 1973. 540 с.

- Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966. 487 с.
- Тектоника Европы. М., «Наука» — «Недра», 1964. 363 с.
- Ткаченко Б. В., Рабкин М. М., Вакар В. А., Гвоздилов А. Л., Бутакова Е. Л., Демочкин К. К., Стрелков С. А. Геологическое строение северной части Средне-Сибирского плоскогорья. — В кн.: Геология Советской Арктики. Л., Гостоптехиздат, 1957, с. 133—242.
- Толстых А. Н. Новые данные о пермских мшанках Западного Верхоянья. — В кн.: Материалы по геологии и полезным ископаемым Якутии. М., Изд-во АН СССР, 1959, с. 165—199.
- Третьяк А. Н. Палеомагнетизм среднего и верхнего палеозоя УССР. Киев, «Наукова думка», 1965. 132 с.
- Ушаков С. А. Геофизические исследования строения земной коры в Восточной Антарктиде. — В кн.: Гравиметрия. № 4. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 93.
- Ушаков С. А. Строение и развитие Земли. Итоги науки и техники. Физика Земли. Т. 1. М., 1974. 269 с.
- Физика земной коры и верхней мантии. М., «Мир», 1966. 254 с.
- Фор-Мюре А. Область Рифа. — В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука» — «Недра», 1964, с. 341—345.
- Фор-Мюре А., Шуберт Ю. Марокко. — В кн.: Тектоника Африки. М., «Мир», 1975, с. 11—45.
- Форш Н. Н. О стратиграфическом расчленении и корреляции разрезов татарского яруса востока Русской платформы по комплексу литолого-стратиграфических, палеомагнитных и палеонтологических данных. — В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 175—211. (Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 204).
- Форш Н. Н., Храмов А. Н. Палеомагнетизм и палеоклиматы на Русской платформе в карбоне и перми. — «Докл. АН СССР», 1961, т. 137, № 1, с. 301—303.
- Ханн В. Е. Общая геотектоника. М., «Недра», 1973. 541 с.
- Ханн В. Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка, Антарктида и Африка. М., «Недра», 1971. 548 с.
- Херасков Н. П. Области герцинской складчатости. — В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 145—175.
- Херасков Н. П., Клигин К. А., Постельников Е. С. Области байкальской складчатости. — В кн.: Тектоника Евразии. М., «Наука», 1966, с. 48—68.
- Хоментовский А. С. Признаки верхнепалеозойского оледенения с южной части Сибирской платформы. — «Бюл. МОИП. Новая серия. Геология», 1948, т. XXIII, вып. 4, с. 81—86.
- Хоутон С. Г. Африка южнее Сахары. М., «Мир», 1966. 364 с.
- Храмов А. Н. Изучение остаточной намагниченности осадков в связи с проблемой стратиграфической корреляции и расчленения немых толщ. — «Докл. АН СССР», 1955, т. 100, № 3, с. 551—554.
- Храмов А. Н. Магнитное поле Земли в позднем палеозое (анализ мировых палеомагнитных данных). — «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1967, № 1, с. 86—108.
- Храмов А. Н. Палеомагнитная корреляция осадочных толщ. Л., Гостоптехиздат, 1958. 219 с.
- Храмов А. Н. Палеомагнитные стратиграфические исследования, задачи и методика. — В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 5—29. (Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 204).
- Храмов А. Н., Молоствовский Э. А. Шкала геомагнитных инверсий и проблемы палеомагнитной стратиграфии. — В кн.: Главное геомагнитное поле и проблемы палеомагнетизма. Ч. III. Тезисы докладов, М., изд. Ин-та физики Земли АН СССР, 1976, с. 100—102.
- Храмов А. Н., Родионов В. П., Компесарова Р. А. Новые данные о палеозойской истории земного магнитного поля на территории СССР. —

В кн.: Настоящее и прошлое магнитного поля Земли. М., «Наука», 1965, с. 206—213.

Храмов А. Н., Шмелева А. Н. Данные о геологической истории магнитного поля Земли.— В кн.: Палеомагнитные стратиграфические исследования. Л., Гостоптехиздат, 1963, с. 264—301. (Труды Всес. нефт. науч.-исслед. геол.-развед. ин-та, вып. 204).

Храмов А. Н., Шолпо Л. Е. Палеомагнетизм. Л., «Недра», 1967. 252 с.

Чумаков Н. М. О значении тиллитоподобных пород для стратиграфии докембрия.— В кн.: Проблемы стратиграфии докембрия. М., «Недра», 1964, с. 43—58. (Труды XXII сессии Междунар. геол. конгресса).

Чумаков Н. М. Вейдское оледенение Европы и Северной Атлантики (верхний докембрий).— «Докл. АН СССР. Серия геол.», 1971, т. 198, № 1-3, с. 419—422.

Чумаков Н. М. Докембрийские тиллиты и тиллоиды (диагностика и стратиграфическое значение). Автореф. докт. дис. М., 1975, 46 с.

Шведов Н. А. К стратиграфии верхнепалеозойских угленосных отложений в районе нижнего течения р. Нижней Тунгуски.— В кн.: Проблемы Арктики. № 2. Л., изд. Главсевморпуть, Арктический науч.-исслед. ин-т, 1939, с. 62—68.

Шейнманн Ю. М. Верхнепалеозойские и мезокайнозойские климатические зоны Восточной Азии.— «Бюл. МОИП. Серия геол.», 1954, т. XXIX, вып. 6, с. 27—50.

Шейнманн Ю. М. Некоторые индуктивные закономерности, вытекающие из палеомагнитных измерений.— «Изв. АН СССР. Физика Земли», 1975, № 1, с. 66—75.

Шило Н. А., Файнберг Ф. С. Основные задачи палеомагнитной стратиграфии позднего кайнозоя на северо-востоке Азии.— В кн.: Палеомагнитная и биостратиграфическая характеристика некоторых опорных разрезов мезозоя и кайнозоя севера Дальнего Востока. (Труды Северо-Восточного комплексного ин-та АН СССР). Магадан, 1970, с. 3—27.

Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Легенда карты (тектоническая карта Африки).— В кн.: Тектонические карты континентов. М., «Наука», 1967, с. 83—98.

Шуберт Ю. А., Фор-Мюре А. Эпиварисийская платформа Северной Африки.— В кн.: Тектоника Европы. М., «Наука» — «Недра», 1964, с. 357—361.

Шухерт Ч. Палеогеографический атлас Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1957. 183 с.

Энгельс Ф. Диалектика природы. М., Госполитиздат, 1952. 328 с.

Эйнон О. Л. Пермо-триасовая фаза тектогенеза в верхнепалеозойских угленосных бассейнах Сибири.— В кн.: Проблемы Арктики. № 3. Л.—М., изд. Главсевморпуть, Арктич. науч.-исслед. ин-т, 1940, с. 149—152.

Юферев О. В. К истории изучения каменноугольной системы в Сибири.— В кн.: Палеонтология, стратиграфия и палеобιοгеография девона и карбона Сибири. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 5—9.

Юферев О. В. Основные проблемы стратиграфии и некоторые вопросы геологии каменноугольной системы.— В кн.: Этюды по стратиграфии. М., «Наука», 1974, с. 176—204.

Юферев О. В. Палеобιοгеографическое районирование и биостратиграфия.— В кн.: Палеобιοгеографическое районирование и биостратиграфия. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 5—8.

Юферев О. В., Ивановский А. Б. Биогеографическое районирование Земли в позднем карбоне и дрейф континентов.— В кн.: Этюды по стратиграфии. М., «Наука», 1974, с. 205—209.

Яновский Б. М. Земной магнетизм. Ч. II. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1963. 461 с.

Яновский Б. М. Земной магнетизм. Ч. I. Л., Изд-во Ленингр. гос. ун-та, 1964. 445 с.

Яншин А. Л. Принципы составления карты и ее условные обозначения.— В кн.: *Тектоника Евразии*. М., «Наука», 1966, с. 13—31.

Яншин А. Л. О так называемых мировых трансгрессиях и регрессиях.— «Бюл. МОИП. Отдел геол.», 1973, т. XLVIII, вып. 2, с. 24—39.

Athavale R. N., Verma R. K. Palaeomagnetic results on Gondwana dykes from Damodar valley coal fields and their bearing on the sequence of Mesozoic igneous activity in India.— «Geophys. J.», 1970, v. 20, N 3, p. 303—316.

Blackett P. M. S., Clegg I. A., Stubs P. H. S. An analysis of rock magnetic data.— «Proceeding of Royal soc.», 1960, v. 256, N 1286, p. 73—78.

Bullard E., Everatt J. E., Smith A. G. The fit of the continent around Atlantic.— «Philos. Trans. R. Soc. Lond., ser. A», 1965, v. 258, N 1088, p. 41—51.

Catalogue of palaeomagnetic directions and poles. First issue. Publications of the Earth Physics branch.— «Department of energy, mines and resources». Ottawa, 1972, v. 45, N 1. 135 p. Auth.: A. Hicken, E. Irving, L. K. Law, J. Hastle.

Cox A. Geomagnetic reversals.— «Science», 1969, v. 163, N 3864, p. 237—245.

Creer K. M. Paleozoic palaeomagnetism.— «Nature», 1968, v. 219, N 5151, p. 246—250.

David T. W. E. The Geology of the Commonwealth of Australia. Arnold, Lond., 1950. 747 p.

Einarsson T., Sigurgeirsson T. Rock magnetism in Iceland.— «Nature», 1955, v. 176, N 448, p. 506—507.

Furon R. Geologie de L'Afrique. Payot, Paris, 1968. 374 p.

Class B., Ericson D., Heezen B. e. a. Geomagnetic reversals and Pleistocene chronology.— «Nature», 1967, v. 216, N 5114.

Graham K. W., Hales A. L. Preliminary palaeomagnetic measurements on Silurian sediments from South Africa.— «Geophys. J.», 1961, N 5, p. 318—325.

Harrington H. J. Palaeogeographic development of South America. «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.», 1962, v. 46, N 10, p. 1773—1814.

Hospers J. Magnetic correlation in volcanic districts.— «Geol. Magazine», 1954, v. XCI, N 5, p. 352—360.

Hospers J. Rock magnetism and polar wandering.— «J. Geology», 1955, v. 63, N 1, p. 59—75.

Irving E. Palaeomagnetism and its application to geological and geophysical problems. New York — London — Sydney, 1964. 399 p.

Irving E. Palaeomagnetism of some Carboniferous rocks from New South Wales and its relation to Geological Events.— «J. Geophys. Res.», 1966, v. 71, N 24, p. 6025—6051.

Joly J. The Surface-history of the Earth. Kemb., 1925. 241 p.

King L. C. A geomorphological comparison between eastern Brasil and Africa (central and southern).— «Quart. J. Geol. Soc. Lond.», 1956, v. 112, p. 617—637.

Kranck E. H. Gypsum tectonic on Axel Heiberg Island, Northwest Territories Canada.— In: *Geology of the Arctic*. 1. Toronto University Press, 1961, p. 438—441.

Kropotkin P. N. Eurasia as a Composite Continent.— «Trans. Amer. Geol. Union», 1972, v. 53, N 2, p. 180—181.

Mayne W. The Permian of Greenland.— In: *Geology of the Arctic*. 1. Toronto University Press, 1961, p. 214—223.

McElhinny M. W. Palaeomagnetic directions and pole positions — VIII.— «Geophys. J.», 1968, v. 15, N 4, p. 409—430.

McElhinny M. W. Palaeomagnetic directions and pole positions — IX.— «Geophys. J.», 1968, v. 16, N 2, p. 207—224.

McElhinny M. W. Palaeomagnetic directions and pole positions — X.— «Geophys. J.», 1969, v. 18, N 3, p. 305—327.

McElhinny M. W. Palaeomagnetic directions and pole positions — XI.— «Geophys. J.», 1970, v. 20, N 2, p. 417—429.

McElhinny M. W. Palaeomagnetic directions and pole positions. — XII.— «Geophys. J. », 1972, v. 27, N 3, p. 237—258.

McElhinny M. W., Burek P. J. Mesozoic paleomagnetic stratigraphy.— «Nature», 1974, v. 232, N 5306, p. 98—101.

Nagata T. Reverse thermo - remanent magnetism.— «Geophys. Res.», 1951, v. 56, N 4, p. 241—256.

Neel L. L'inversion de l'aimantation permanents des roches.— «Annales de Geophys.», 1951, v. 7, N 2, p. 77—89.

Neel L. Some theoretical aspects of rock-magnetism.— «Adv. Phys.», 1955, v. 4, N 14, p. 191—244.

Opdyke N., Glass B., Hays J., Forster J. Paleomagnetic study of Antarctic deep sea cores.— «Science», 1966, v. 154, N 3747.

Parkin L. W. Notes on the younger glacial remnants of northern South Australia.— «Trans. R. Soc. Aust.», 1956, v. 79, p. 148—151.

Rodgers J. Chronology of tectonic movements in the Appalachians region of Eastern North America.— «Amer. J. Sci.», 1967, N 5, v. 265, p. 1025—1030.

Uffen R. Influence of the Earth's core on the origin and evolution of life.— «Nature», 1963, v. 198, N 4876.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редактора	3
Предисловие	5
Введение	8
Цели и задачи исследований	—
Методика расчета климатических характеристик перемещения региона относительно полюса	11

Часть I

Палеомагнитные и палеогеографические перестройки на континентах

<i>Глава I.</i> Евразия. Сибирская платформа и ее складчатое обрамление	24
1. Сибирская платформа	—
Перемещение Сибирской платформы по палеомагнитным и палеоклиматическим данным	29
Поздний кембрий — ордовик	—
Средний палеозой	32
Поздний палеозой — ранний триас	—
Палеоструктурные и литолого-фацциальные особенности верхнепалеозойских отложений	33
Главнейшие особенности позднепалеозойской флоры и фауны Восточной Сибири и прилегающих областей	42
Триас	46
Послетриасовое время	47
Время проявления трансового магматизма на Сибирской платформе	49
Эпейрогенические движения Сибирской платформы в фанерозое	51
Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Сибирской платформы в фанерозое	56
2. Складчатое обрамление Сибирской платформы	58
Ранние каледониды Сибири	—
Поздние каледониды Западного Саяна и Северной Тувы	59
Герцинские складчатые сооружения Восточной Сибири Мезозоида (ранние альпиды) Верхояно-Чукотской и Сихотэ-Алинской складчатых областей	60
Кайнозойские (позднеальпийские) складчатые области Корякии, Камчатки и Сахалина	61
Корякии, Камчатки и Сахалина	62
<i>Глава II.</i> Евразия. Восточно-Европейская платформа и ее складчатое обрамление	65

1. Восточно-Европейская платформа	65
Перемещение Восточно-Европейской платформы в постсилурийское время по палеомагнитным и палеоклиматическим данным	70
Эпейрогенические движения Восточно-Европейской платформы в постсилурийское время	72
Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Восточно-Европейской платформы в постсилурийское время	75
2. Складчатое обрамление Восточно-Европейской платформы	77
Каледониды Скандинавии	—
Герциниды Урала, Западной Европы и Скифско-Мангышлякской области	78
Альпиды Карпат, Крыма и Большого Кавказа	80
<i>Глава III. Евразия. Индийская платформа и ее складчатое обрамление</i>	<i>82</i>
1. Индийская платформа	—
Перемещение Индийской платформы в постсреднепалеозойское время по палеомагнитным и палеоклиматическим данным	84
Эпейрогенические движения Индийской платформы в мезокайнозое	87
Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Индийской платформы в мезокайнозое	88
2. Складчатое обрамление Индийской платформы	89
<i>Глава IV. Северная Америка</i>	<i>92</i>
1. Северо-Американская платформа	—
Перемещение Северо-Американской платформы в постмиссисипское время по палеомагнитным и палеоклиматическим данным	97
Эпейрогенические движения Северо-Американской платформы в постмиссисипское время	101
Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Северо-Американской платформы в постмиссисипское время	102
2. Складчатое обрамление Северо-Американской платформы	104
Каледониды северной и восточной окраин Северной Америки	—
Герциниды Иннуитской, Аппалачской и Уачитской складчатых областей	105
Мезокайнозойский (альпийский) складчатый пояс Северо-Американских Кордильер	107
<i>Глава V. Африка</i>	<i>110</i>
1. Африканская платформа	—
Эпейрогенические движения Африканской платформы в посткапское время	113
Горизонтальные перемещения Африканской платформы по палеомагнитным и геологическим данным в посткапское время	127
Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Африканской платформы в посткапское время	129

2. Складчатые системы Африки	131
Герциниды Капской области и Атласа	—
Альпиды Атласа, Тавра, Омана и Загроса	132
<i>Глава VI. Австралия</i>	135
1. Австралийская платформа	—
Перемещение Австралийской платформы в мезокайнозой по палеомагнитным и палеоклиматическим данным	137
Эпейрогенические движения Австралийской платформы в мезокайнозой	141
Эпейрогенические движения и горизонтальные перемещения Австралийской платформы в мезокайнозой	142
2. Складчатые системы Австралии и Новой Гвинеи	—
Герциниды Лакланской складчатой системы и Новой Англии	143
Альпиды Новой Гвинеи	144
<i>Глава VII. Южная Америка</i>	145
1. Южно-Американская платформа	—
2. Складчатые системы Южной Америки	151
<i>Глава VIII. Антарктида</i>	154
1. Восточно-Антарктическая платформа	—
2. Складчатые системы Антарктиды	156

Часть II

Геономические этапы развития Земли

<i>Глава IX. Фанерозойские геономические этапы (палеогеографические аспекты)</i>	158
Докембрийские платформы	—
Складчатые области	163
<i>Глава X. Палеомагнитные этапы фанерозоя (геомагнитные аспекты)</i>	167
Режимы геомагнитного поля	—
Типы «миграции» палеомагнитного полюса	171
Палеомагнитные этапы	173
<i>Глава XI. Концепция геономических этапов развития Земли</i>	177

Часть III

Некоторые сопоставления и следствия из концепции геономических этапов

<i>Глава XII. Дрейф континентов в фанерозой</i>	187
Сибирская платформа	190
Восточно-Европейская платформа	—
Северо-Американская платформа	191
Африканская платформа	193
Южно-Американская платформа	—
Австралийская платформа	194
Индийская платформа	195
Восточно-Антарктическая платформа	—
Обобщенные схемы расположения континентов в фанерозой	196
<i>Глава XIII. О стилях развития платформ</i>	206

<i>Глава XIV. Сопоставление схем развития фауны и флоры и геонимических этапов фанерозоя</i>	216
Резюме	228
Приложения	232
Перечень палеомагнитных полюсов (таблицы I—VIII)	—
Средние палеомагнитные полюсы (таблицы IX—XVI)	240
Литература	247

Анастасий Яковлевич Кравчинский

**ПАЛЕОМАГНЕТИЗМ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ
КОНТИНЕНТОВ**

Ответственный редактор *Эпаминонд Эпаминондович Фотиади*

Редактор издательства *Л. Н. Шпановская*
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*
Художник *Н. А. Писун*
Технический редактор *А. В. Сурганова*
Корректоры *Р. К. Червова, С. В. Блинова*

ИБ № 10445

Сдано в набор 05.04.78. Подписано к печати 22.05.79. МП 02244. Формат 60×90¹/₁₆.
Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ.
л. 16,5. Уч.-изд. л. 17,8. Тираж 1000 экз. Заказ № 106. Цена 2 р. 90 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Совет-
ская, 18.

4-я типография издательства «Наука». 630077, Новосибирск, 77, Стани-
славского, 25.