

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ ИНСТИТУТ

Н. М. СТРАХОВ

ОСНОВЫ ТЕОРИИ ЛИТОГЕНЕЗА

Том I

ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА
И ИХ РАЗМЕЩЕНИЕ
НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ

ИЗДАТЕЛЬСТВО АКАДЕМИИ НАУК СССР
Москва 1960

Lithology.ru

ОТВЕТСТВЕННЫЙ РЕДАКТОР
Г. И. БУШИНСКИЙ

ПРЕДИСЛОВИЕ

«Важнейшая задача литологии осадочных пород заключается сейчас в том, чтобы переработать имеющийся и непрерывно растущий фонд частных фактов в общую теорию осадкообразования, т. е. понять седиментацию как закономерно развивающийся историко-геологический процесс». При этом «основным, наиболее целесообразным путем к достижению цели является путь сравнительно-литологического изучения».

Эти строки были опубликованы мною в 1945 г. и резюмировали идеи, выросшие в результате уже достаточно длительной (с 1937 г.) работы над литологическими проблемами. Вся последующая исследовательская деятельность моя была направлена на реализацию поставленной задачи — разработку разных сторон сравнительно-литологической теории осадочного породообразования. Предлагаемая читателю монография подводит итог этой многолетней работе.

В первом томе монографии излагаются общая схема осадочного породообразования и его связь с общей жизнью земного шара. Во втором томе детально анализируются закономерности распределения и накопления компонентов в отложениях гумидных поясов. Особое внимание обращено при этом на разбор условий образования руд Al — Fe — Mn, углей и горючих сланцев, фосфоритов, карбонатных и кремнистых пород и на закономерности их размещения среди синхроничных тектонических структур и внутри вмещающих осадочных формаций. Третий том посвящен изучению закономерностей литогенеза в областях аридного климата, причем наиболее подробно рассмотрены галогенные отложения — гипсы, каменная и калийные соли, эти наиболее яркие представители аридного породообразования.

Типы литогенеза в этой книге изучаются главным образом на последнем этапе их эволюции, от девона доныне, когда черты их стали наиболее близки к современному породообразованию. Это обстоятельство позволило широко использовать наряду с данными петрографии древних толщ также материалы почвоведения, гидрологии, гидрохимии, океанологии и современного осадкообразования, т. е. подойти к анализу сравнительно-литологически. Кратко рассматриваются особенности и более древнего нижнепалеозойского и докембрийского литогенеза, причем это делается в такой

форме, чтобы сквозь детально обрисованный новейший облик породообразования, так сказать, просвечивали бы его древние черты и общий характер его необратимого развития в истории Земли.

При написании монографии автор стремился к возможно более сжато-тому изложению, ограничиваясь минимумом фактического материала и отсылая читателя всюду, где возможно, к литературе, в которой фактические данные по тому или иному вопросу излагаются более полно. Только при этом условии идейная сущность теории литогенеза могла выступить достаточно выпукло и на первый план, не загромождаясь деталями.

Не все положения, входящие в излагаемую концепцию, одинаково обоснованы; некоторые из них требуют проверки и уточнения. Это неизбежно вообще и в особенности при первом приступе к построению теории литогенеза, как единого цельного процесса. Автор будет бесконечно рад, если другим исследователям удастся, продолжая выполненную им работу, устранить ее ошибки и пробелы и поднять теорию литогенеза на новую высшую степень.

Глава I

СТАДИИ ЛИТОГЕНЕЗА ГУМИДНОГО ТИПА

В самом общем виде образование осадочных пород сводится к схеме: мобилизация веществ выветриванием материнских пород или иным способом → перенос осадочного материала и частичное отложение его еще в путях перемещения → поступление остатков в конечные водоемы стока и окончательное осаждение их здесь в той степени, в какой оно вообще «разрешается» физико-химическими и гидробиологическими особенностями бассейнов, → преобразование осадков в породы.

На разных участках земной поверхности, в разных физико-географических условиях эта общая схема, однако, претерпевает столь существенные видоизменения, что становится необходимым говорить о четырех типах литогенеза, различающихся рядом важных признаков, хотя и связанных взаимопереходами. Это типы: гумидный, ледовый, аридный и эффузивно-осадочный, выделенные мной в 1956 г. Наша задача заключается в том, чтобы выявить главные черты каждого типа, установить их связь с общей жизнью земного шара и локализацию на поверхности Земли в послепротерозойские времена.

Гумидным я называю породообразование в климатах, отличающихся преобладанием метеорных осадков над испарением и с температурами, разрешающими существование воды в жидкой фазе по крайней мере в течение теплой части года. Тропический, субтропический, умеренный и холодный влажные климаты являются разновидностями гумидного климатического режима вообще; каждый из этих частных климатов придает гумидному литогенезу некоторые своеобразные черты при сохранении им повсеместно ясно выраженных общих типовых признаков.

Даже в современный геологический момент, в эпоху обострения климатических различий, влажные зоны в совокупности занимают большую часть земной поверхности; в прошлые же геологические периоды, когда климатические различия нередко сильно сглаживались (C_1 , J_{1+2}), господство гумидных условий на поверхности Земли было выражено еще сильнее. Таким образом, *гумидное породообразование было в прошлом наиболее обычным и широко распространенным, а его отложения слагают наибольшую массу пород стратисферы*. Естественно, что познание его продвинулось наиболее; можно сказать даже, что представления о литогенезе вообще у литологов являются, по существу, представлениями о гумидном его типе, так сказать, «списаны с него». При такой ситуации характеристику и обоснование типов литогенеза удобно начать именно с гумидного типа, наиболее привычного и лучше познанного.

Рассмотрим вначале те этапы гумидного осадкообразования, которые связаны с водосборными площадями водоемов.

I. МОБИЛИЗАЦИЯ ВЕЩЕСТВ НА ВОДОСБОРНЫХ ПЛОЩАДЯХ

1. Выветривание материнских пород и переход веществ в растворенное состояние

Выветривание в гумидных зонах характеризуется сильным развитием химических и химико-биологических процессов, которые обычно оттесняют далеко назад процессы чисто физического разрушения пород. При этом главную химическую работу производят водородный ион, возникающий при спонтанной диссоциации молекул H_2O , углекислота и кислород, растворенные в природных водах, и органические вещества, поступающие в воды в результате разложения отмерших растений. Органические соединения действуют в данном случае не только непосредственно как таковые, но и косвенно, генерируя CO_2 при своем распаде.

Химическое выветривание всех многокомпонентных пород, особенно содержащих много силикатов, алюмосиликатов и карбонатов, развивается стадийно. В начальной стадии оно протекает в условиях щелочной среды. В это время из породы выносятся все легко растворимые соли: сульфаты и хлориды K, Na, Ca, Mg, карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов. Одновременно происходит гидролиз силикатов и алюмосиликатов и вымывание извлеченных из них оснований: Na, K, Mg, Ca. Поскольку кремнезем легко растворим в щелочных водах, он также в изобилии выносится из элювия. В некоторой степени это свойственно и Mn^{2+} , удаляемому в виде углекислой соли, обладающей щелочными свойствами. Иначе обстоит с Fe, Al и Ti; трехвалентное железо, поступая в почвенный раствор из материнских пород, коагулирует и осаждается; то же происходит с TiO_2 и с Al_2O_3 ; двухвалентное железо, быстро окисляясь в трехвалентное, также осаждается. В общем кора выветривания на щелочной стадии обогащается железом, алюминием и титаном, теряя SiO_2 , K, Mg, Ca, частью Mn. В более позднюю по времени — кислую стадию, с одной стороны, продолжается разрушение алюмосиликатов и вынос оснований и SiO_2 , с другой, — что самое важное, — начинаются миграции трудно растворимых соединений: гидроокислов Al_2O_3 , F_2O_3 , MnO_2 , отчасти также и окислов титана; в миграциях последнего существенную роль играет, видимо, органическое вещество, частью непосредственно, образуя комплексные соединения с Ti, частью же путем создания восстановительных условий среды и редукции TiO_2 в Ti_2O_3 . Одновременно с выносом названных соединений происходит их значительное перераспределение внутри элювия с образованием локальных высоких концентраций — рудных накоплений железа и алюминия (бокситов).

В результате всех этих процессов возникают образования двух принципиально разных типов: а) *твердые фазы, остающиеся на месте* и образующие так называемую кору выветривания, и б) *растворы ряда компонентов, выносимые из выветривающегося субстрата* и начинающие миграцию на площадях гумидных зон. Осуществляется первый грандиозный акт фазовой дифференциации веществ на поверхности литосферы.

Хотя описанный общий ход выветривания принципиально свойствен любой точке гумидных поясов, степень его развития существенно меняется в разных их частях, что зависит от сочетания температуры и влажности, поступления органического вещества, наконец, рельефа территории.

Выветривание энергичнее протекает там, где температура выше, ибо известно, что при повышении ее на $10^\circ C$ скорость всех химических реакций, в том числе реакций гидролиза, важнейших для выветривания, ускоряется примерно в 2—2,5 раза. Не менее важную роль играют массы метеорных осадков, выпадающих на том или ином участке гумидных зон;

ибо чем бóльшие порции влаги промывают кору, тем энергичнее идет гидролиз силикатов и алюмосиликатов, тем интенсивнее вынос веществ, переходящих в раствор, т. е. выщелачивание субстрата. Точно так же, чем больше растворено в промывающих водах органического вещества, генерирующего CO_2 , тем активнее их воздействие на выветривающийся субстрат.

Оценивая с этой точки зрения интенсивность химического выветривания на меридиональном профиле через гумидные пояса, приходится признать, что максимальной силы оно должно достигать во влажных тропиках. В самом деле, средняя годовая температура современной тропической области около $25\text{--}26^\circ\text{C}$; средние годовые суммы атмосферных осадков $1200\text{--}3000$ мм; ежегодный отпад органической массы в тропических лесах огромен, составляя $100\text{--}200$ т/га (по Фагелеру); соответственно кора выветривания получает очень большие количества гуминовых веществ и CO_2 от их дальнейшего разложения. В северной умеренной зоне средние температуры года уменьшаются до $10\text{--}5\text{--}2^\circ\text{C}$; количество метеорных осадков до $300\text{--}700$ мм; годовой отпад органического вещества в таежно-подзолистой зоне до $8\text{--}10$ т/га. Все это неизбежно многократно снижает интенсивность выветривания в умеренных зонах сравнительно с тропическими.

Насколько значительно замедляется разложение силикатов и вынос SiO_2 из выветривающегося субстрата, показывают нижеследующие примерные расчеты, недавно опубликованные И. И. Гинзбургом (1958). Возьмем пластину свежей коренной породы, площадью в 1 м^2 и мощностью в 1 см с содержанием в ней 47% SiO_2 . Вес такой пластины составляет $25\,000$ г или 25×10^6 мг. Пусть в процессе выветривания содержание SiO_2 в ней снизится до 27% от веса породы. Это значит, что она потеряет $5,5 \times 10^6$ мг SiO_2 . При ежегодном выпадении дождей в 3750 мм, просачивании через выветривающуюся пластину всего половины этой величины и при выносе водой всего 10 мг/л SiO_2 для удаления из пластины указанного выше количества кремнезема потребуется 300 лет. Между тем в условиях умеренного влажного климата при метеорных осадках в $500\text{--}250$ мм в год для выноса того же количества кремнезема потребуется уже $2200\text{--}4400$ лет, т. е. в $7\text{--}14$ раз больше. Действительное замедление процессов выветривания будет еще большим, ибо средняя температура умеренных широт на $20\text{--}15^\circ$ ниже тропической; это значит, что процессы выветривания и выщелачивания в умеренной зоне на деле идут в $20\text{--}40$ раз медленнее, чем под влажными тропиками.

Еще резче замедляется химическое выветривание в тундрах, где средняя температура года становится ниже 0°C . В этих условиях химическое выветривание постепенно вытесняется физическим, а кора химического выветривания — каменными россыпями, пучностями грунтов и торфяно-моховыми кочками.

Сходные изменения претерпевает выветривание пород водосборных площадей, когда мы переходим из влажных зон в засушливые. Температура в последних обычно высока, и это казалось бы должно поддерживать достаточную интенсивность элювиального процесса. Но зато количество осадков резко падает. Долгие месяцы поверхностные горизонты пород не получают влаги совсем; они иссыхают. Когда же дожди выпадают, вода скатывается с высот в западины, а здесь очень быстро испаряется. Короче говоря, вода — этот важнейший фактор химического выветривания — в аридных поясах практически сходит с арены. Химическое выветривание поэтому резко падает и постепенно замещается процессами физического разрушения осадочных пород. Эти изменения выветривания начинают сказываться, естественно, уже в пределах влажных поясов, в полосах, переходных к аридным зонам.

Наряду с особенностями климата огромное влияние на развитие химического выветривания на разных участках влажных зон оказывает рельеф территории. Химический процесс для своего завершения требует, чтобы поверхностные горизонты пород не смывались совсем, либо смывались в размерах, не препятствующих переходу элювия из щелочной стадии в кислую, с выносом всего, что может перемещаться в растворе. Это условие реализуется только на территориях равнинных, со столь слабо расчлененным рельефом, что механический смыв на них происходит медленнее, чем химическое разложение пород. При увеличении амплитуды и расчлененности рельефа механическая денудация усиливается и, наконец, наступает момент, когда темпы смыва опережают темпы химического выветривания; последнее при этом неизбежно начинает ослабевать, подавляться. Вначале это проявляется в том, что поверхностные горизонты пород останавливаются в своем разложении только на стадии щелочной, не переходя в кислую; соответственно убывает и мощность коры выветривания, ограничиваясь немногими метрами. При еще более интенсивном горном рельефе и очень быстрой денудации химическое выветривание вообще почти не проявляется; даже в условиях очень влажного климата на первый план выступает выветривание физическое. Так, особенности рельефа действуют то в благоприятном направлении для химического выветривания, то могут нацело подавлять его даже при очень благоприятном стечении климатических условий.

Но рельеф сам по себе не есть величина самодовлеющая; он — производное от режима эпейрогенических движений. Очень сильный по темпам эпейрогенез создает высокогорный рельеф, подавляющий химическое выветривание; очень вялому, едва уловимому, эпейрогенезу отвечает рельеф равнинный, благоприятствующий наиболее энергичному химическому выветриванию.

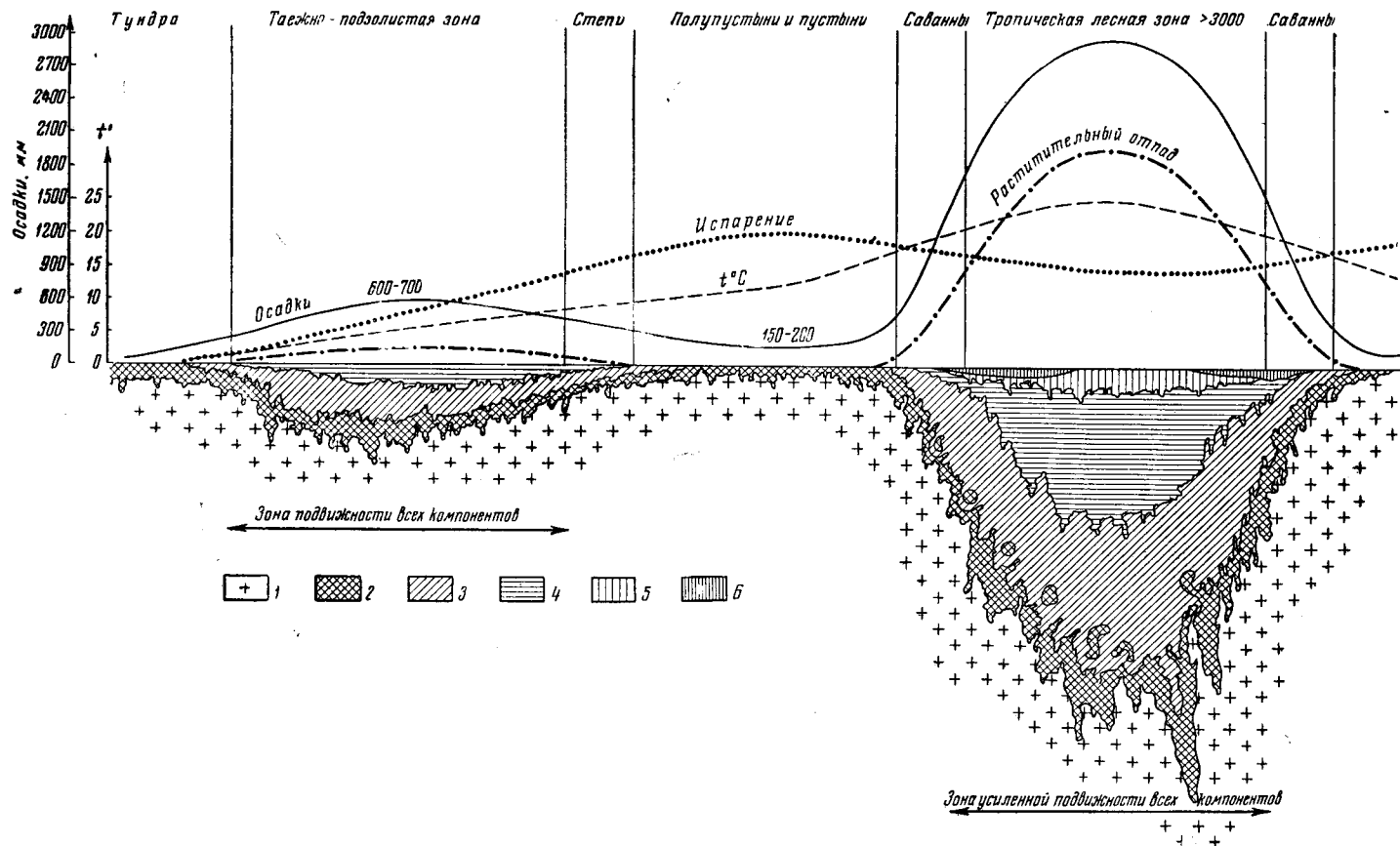
Так, уже в самом начале осадочного процесса, в момент мобилизации веществ на водосборных площадях, мы обнаруживаем влияние двух факторов, действие которых красной нитью пройдет через все этапы осадкообразования: климата разных участков гумидных поясов и присущего им тектонического режима, действующего через рельеф.

Результатом взаимодействия обоих этих факторов является ярко выраженная зональная локализация коры выветривания на поверхности гумидных поясов, взятых как целое.

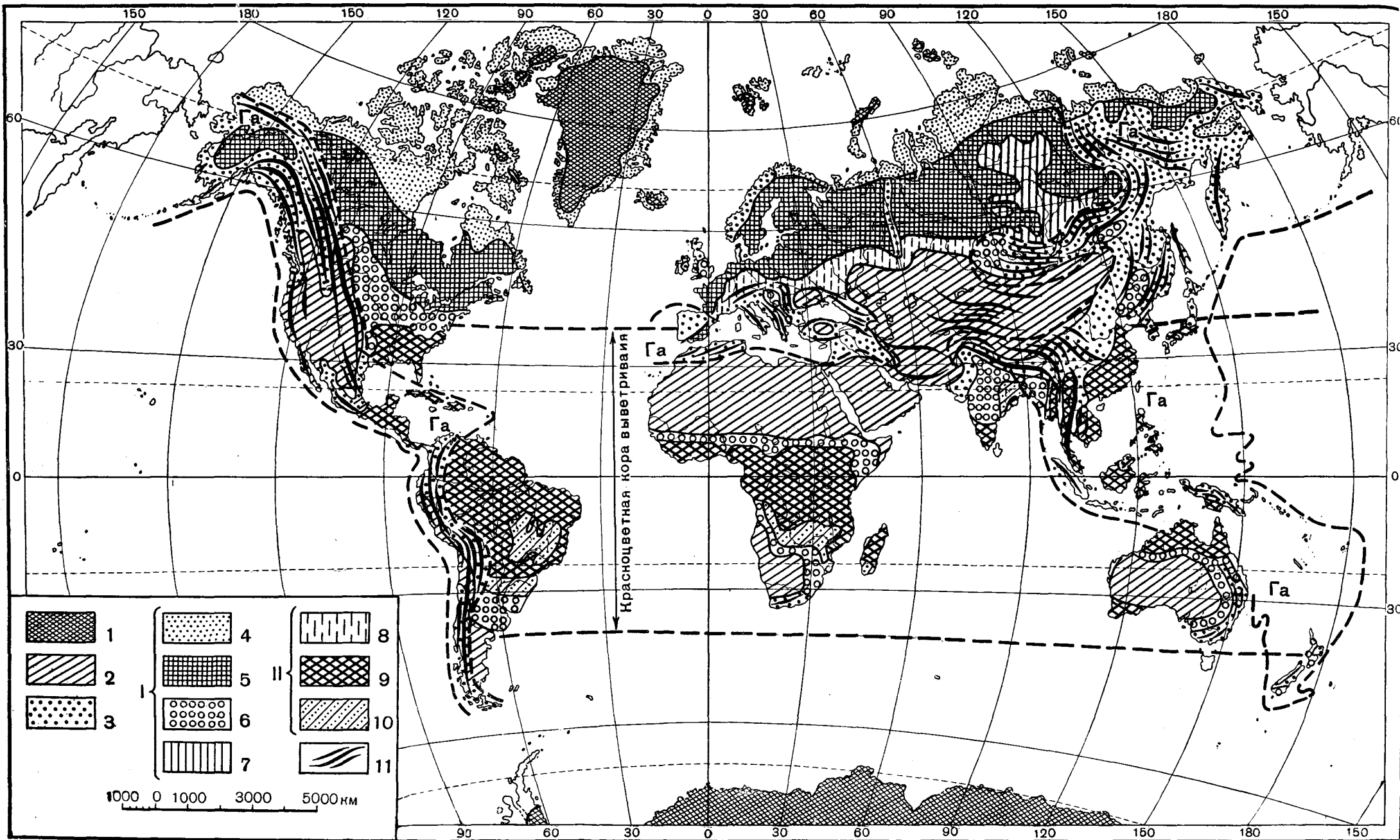
Она демонстрируется картографической схемой (фиг. 1), составленной главным образом по данным мировой почвенной карты БСАМ, и сопровождающим ее схематическим профилем (фиг. 2).

Выделяются два лентовидных участка, где химическое выветривание наиболее энергично. Первый отвечает таежно-подзолистой зоне умеренного пояса, расположенной на территории равнин в Сев. Америке, Европе и Зап. Сибири. Хотя мощность элювиального горизонта здесь и невелика (0,5—1,2 м), но верхняя часть профиля все же находится уже на кислой стадии, и из пород здесь выщелачиваются все компоненты, включая Fe^{3+} , Al и TiO_2 . Как только мы переходим на Средне-Сибирском нагорье в область плоскогорий, химическое выветривание ослабевает, что сказывается в меньшем развитии подзолистого профиля почв. Вдоль северной окраины подзолисто-таежной зоны, в полосе тундр, горизонт элювия становится карликовым и, в конце концов, перестает выделяться совсем; вынос компонентов из коры выветривания прекращается.

По южному краю таежно-подзолистой зоны, в полосе степей, химическое выветривание также затухает, останавливаясь на щелочной стадии. Это влечет за собой приостановку выноса Fe^{3+} , Al_2O_3 , TiO_2 , что хорошо видно на профилях так называемых элювиально-аккумулятивных горизонтов (по А. А. Роде; фиг. 3).



Фиг. 2. Схема образования коры выветривания на площадях, тектонических неактивных
 1 — свежая порода; 2 — зона дресвы, химически мало измененной; 3 — гидрослюдисто-монтмориллонитово-бейделлитовая зона;
 4 — каолинитовая зона; 5 — охры, Al_2O_3 ; 6 — паяцирь, $Fe_2O_3 + Al_2O_3$

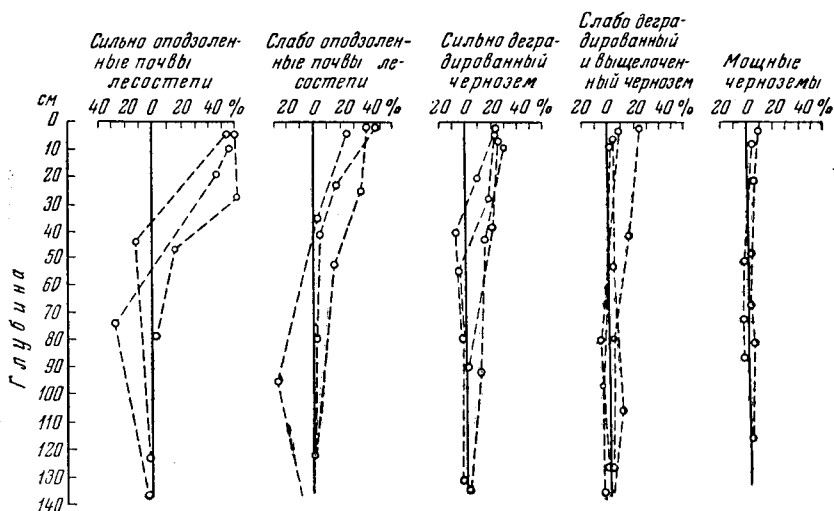


Фиг. 1. Типы выветривания

1 — область ледового седиментогенеза; 2 — область аридного седиментогенеза; 3 — выветривание тектонически активных территорий без образования коры выветривания; 4 — северная периферия: химическое выветривание резко ослаблено низкой температурой; 5 — нормально развитое выветривание; 6 — южная периферия: химическое выветривание ослаблено малым количеством осадков; 7 — приподнятые территории: химическое выветривание ослаблено действием рельефа; 8 — ослабленное проявление химического выветривания из-за малого количества осадков; 9 — интенсивно развитое химическое выветривание; 10 — периферия зоны интенсивного химического выветривания; 11 — горные хребты.

I — область умеренного влажного климата; II — область тропического влажного климата; Га — тектонически активные территории континентальные и морские

Вторая полоса еще более интенсивного развития химического выветривания расположена на площади тропических лесов. Здесь мощность коры выветривания огромна и измеряется многими десятками метров — до 100—120 м; при этом в ней обозначается хорошо видимое зональное строение (Гинзбург, 1957). В самом низу располагается *горизонт свежей, едва затронутой разложением породы*; здесь разрушение ее главным



Фиг. 3. Подвижность железа в почвах лесостепных и степных (по Н. М. Страхову, 1947).

По абсцисе отложены элювиально-аккумулятивные коэффициенты; точки, расположенные вправо от нулевого значения, указывают на вынос железа, влево от него — на внос этого элемента. Чем дальше отстоят точки от нулевой ординаты, тем больше подвижность железа в почвенном слое

образом механическое — превращение в щебенку. Далее вверх следует *горизонт разложения*. Первичные силикаты здесь гидратируются, превращаясь в гидрослюда, гидрохлориты, монтмориллонит, бейделлит; у гранитов это гидрослюдистая зона, у базальтов габбро и др. — зона монтмориллонит-бейделлитовая; иногда здесь появляются опалы и карбонаты. Характерною чертою горизонта является сохранение глинистой породой текстурных черт исходного субстрата. Еще выше следует *пятнистый горизонт*; у элювия гранитов это каолиновый горизонт, у базальтов — монтмориллонитово-бейделлитовый; реликтовые текстуры родоначальных пород исчезают; пятнистость обусловлена перераспределением гидроокислов железа с образованием локальных его накоплений. Венчается кора выветривания *зоной охр или горизонтом накопления полуторных окислов железа и алюминия и TiO_2* ; текстура часто бобовая, оолитовая, а также ноздреватая.

Обратим внимание на то, что этот верхний горизонт коры выветривания развивается лишь в условиях влажных тропиков и субтропиков, отсутствуя в умеренной полосе гумидного климата.

К северу и югу, в зоне саванн, по мере приближения к аридным поясам мощность тропической коры выветривания и сама полнота выщелачивания убывают аналогично тому, что наблюдается в северной умеренной зоне.

Кроме равнинных областей гумидных зон на карте-схеме (см. фиг. 1) показаны также три региона активных тектонических движений. Западный обнимает территорию Кордильер и Анд Сев. и Южн. Америки; сред-

ний — область южноевропейской альпийской складчатости; восточный — область мезозойской и третичной складчатости и глыбовых движений востока Азии и прилегающих частей Тихого океана. Интенсивность тектонических движений доказывается здесь горным рельефом большей части континентальных участков и островно-котловинным типом морей, частыми сильными землетрясениями, сильным вулканизмом. На гористых частях этих тектонически активных областей сколько-нибудь развитых кор выветривания нет, хотя химическое выветривание, особенно в низких широтах, несомненно, здесь происходит. Лишь на отдельных более или менее крупных участках этих подвижных регионов, где почему-либо их активность ослаблена (например, в Китае), или где она проявляется главным образом в подводной затопленной части региона, а острова обладают не слишком гористым рельефом (например, в Малайском архипелаге и особенно в Индонезии), энергичное выветривание в условиях сильно влажного тропического климата пересиливает действие морфолого-тектонического фактора и кора выветривания все же создается. Это обстоятельство принципиально важно, ибо оно предохраняет от чересчур сильной схематизации представлений о тектонически активных областях и присущих ему процессах выветривания.

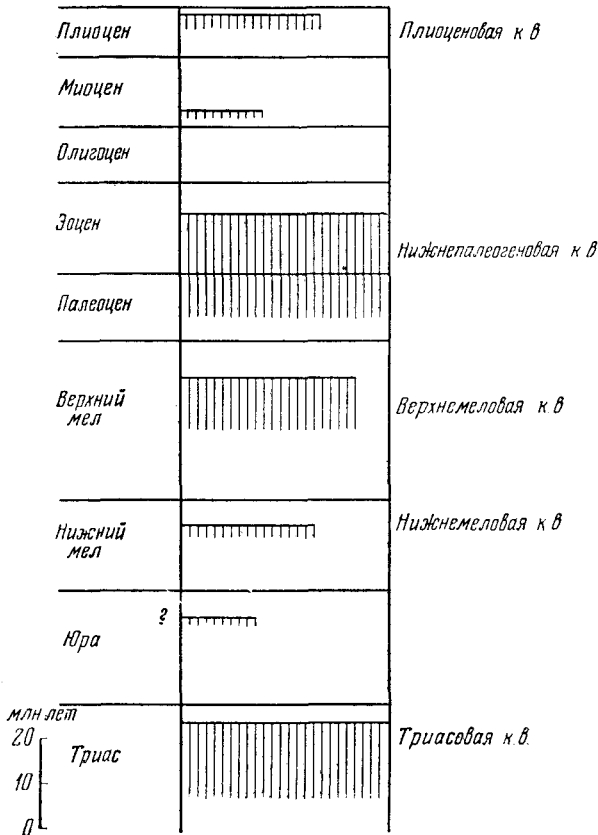
Итак, максимальной силы химическое выветривание достигает на длительно почти неподвижных равнинах влажных тропиков. Отсюда при сохранении тех же морфолого-тектонических условий оно ослабевает как по направлению к северной умеренной зоне и особенно к тундрам, так и по мере перехода к аридным областям. При усилении тектонической подвижности региона химическое выветривание постепенно подавляется и может практически прекратиться, сменившись чисто физическим. Легче осуществляется это подавление в умеренной влажной зоне, гораздо труднее в тропической влажной, но все же может наступить в любой точке гумидных поясов при соответствующей силе эпейрогенеза. Это означает, что *из двух соперничающих факторов, влияющих на химическое выветривание в пределах гумидных поясов, наиболее эффективным оказывается фактор тектонический. Но его доминирование достаточно наглядно проявляется лишь при большой силе эпейрогенетических движений.*

Изложенные закономерности получены путем анализа материалов главным образом по современному выветриванию в разных физико-географических обстановках. Конечно, мы не можем механически переносить приведенные выше цифры температур и годовых осадков и другие конкретные числовые величины в геологическое прошлое; тогда они были, несомненно, иными. Но из самой природы солярных климатов вытекает, что тропические области всегда должны были быть и теплее и влажнее умеренных, а тем более высокоширотных; аридные же зоны всегда отличались дефицитом воды. Точно так же из существа дела вытекает, что усиление эпейрогенеза всегда подавляло химическое выветривание. А это означает, что принципиальная сущность нарисованной картины во все доступные исследованию геологические времена была тою же, что сейчас.

Характерною чертою химического выветривания является его значительная быстрота, особенно в тропической влажной зоне. В более древние эпохи оно было еще более быстрым, чем сейчас, благодаря повышенному содержанию CO_2 в атмосфере. Поэтому даже тогда, когда мощности кор выветривания достигают огромных размеров, свыше 100—150 м, период формирования их был, геологически говоря, весьма кратковременным; по расчетам В. П. Петрова (1948) кора в 100 м требовала для своего образования приблизительно 1×10^6 лет. Эта быстрота объясняет какое-то чуть не мгновенное геологически появление значительных по мощности кор выветривания на многих горизонтах разреза мезозоя и кайно-

зоя на площади герцинид (Казаринов, 1958), в частности, у нас на территории Западно-Сибирской эпигерцинской платформы (фиг. 4).

Но легко формирующаяся кора выветривания является вместе с тем образованием еще более легко разрушаемым, как только тектонический режим на площади ее развития активизируется. Вот почему, несмотря



Фиг. 4. Мезо-кайнозойские формации коры выветривания Западной Сибири (по В. П. Казаринову, 1958)

на свое непрерывное формирование в истории Земли, кора выветривания довольно редко встречается в разрезах; мы наблюдаем, в сущности говоря, лишь жалкие ее остатки, сохранившиеся на отдельных участках. При этом, чем к более древним эпохам обращаемся, тем скуднее эти остатки, хотя реально, — по обилию CO_2 в атмосфере, — условия образования элювия в более древние эпохи были более благоприятны, чем в более новые времена. Неполнота геологической летописи здесь сказывается в полную силу.

Большой интерес представляет материал, освобождаемый из выветривающихся пород в виде растворенных соединений и способный к удалению из коры выветривания.

В тех случаях, когда химический процесс проходит через обе стадии — щелочную и кислотную, в движение приводятся практически все химические

элементы, входящие в состав пород. Но вынос их из элювия оказывается существенно разным, определяясь миграционной способностью (подвижностью) элементов.

Б. Б. Полюновым (1934) была сделана попытка количественно оценить подвижность разных элементов при химическом выветривании пород в гумидных поясах.

В основу расчетов было положено сравнение среднего состава первичных массивнокристаллических пород и среднего состава минерального остатка речных вод, дренирующих области распространения этих пород (табл. 1).

Из цифр следует, что состав растворенной в воде минеральной части существенно отличается от состава тех пород, которые отдают воде свои минеральные компоненты. Эта разница обусловлена неодинаковой подвижностью разных соединений при элювиальном их извлечении из пород. Для получения количественной характеристики подвижности компонента или его «миграционной способности» Б. Б. Полюнов применил следующую методику расчета.

Таблица 1

Относительная подвижность элементов и соединений в коре
выветривания изверженных пород
(по Б. Б. Польшову)

Оксиды и ионы	Средний состав массивных пород, %	Средний состав минерального остатка речных вод, %	Относительная подвижность элементов и соединений
SiO ₂	59,09	12,80	0,20
Al ₂ O ₃	15,35	0,90	0,02
Fe ₂ O ₃	7,29	0,40	0,04
Ca	3,00	14,30	3,00
Mg	2,11	4,90	1,30
Na ⁺	2,97	9,50	2,40
K ⁺	2,57	4,40	1,25
Cl ⁻	0,05	6,75	100,00
SO ₄ ²⁻	0,15	11,60	57,00
CO ₃ ²⁻	—	38,50	—

«Представим себе,— пишет он,— что в некоторый определенный срок времени какая-либо определенной величины масса горной породы отдает в раствор речной воды весь заключающийся в ней хлор. Если бы соединения серы этой породы обладали бы такой же подвижностью, как и соединения хлора, то количество растворенного в речной воде SO₄²⁻ должно быть в три раза больше, чем хлора, как это мы наблюдаем в составе горных пород (0,15 : 0,05 = 3), т. е. оно должно было бы составлять 20,25% от всего минерального остатка. В действительности же оно составляет только 11,6%, т. е. сера, выраженная в ионах SO₄²⁻, перешла за этот же промежуток времени в раствор лишь в количестве 57% от ее массы, заключенной в горной породе. Распространяя этот прием исчисления на все другие соединения и элементы, мы получаем числа, приведенные в столбце 3 табл. 1» (Польшов, 1934).

В последующие годы частью самим Б. Б. Польшовым, частью А. И. Перельманом были внесены некоторые дополнения в ряд миграционной способности элементов, и в последней редакции он имеет следующий вид (табл. 2).

Этот ряд дает представление о том, какие элементы и в какой последовательности выносятся из коры выветривания в ходе элювиального

Таблица 2

Миграционные ряды элементов
(по Б. Б. Польшову и А. И. Перельману)

Характеристика элементов	Элементы	Показатель порядка величины миграционной способности
Энергично выносимые	Cl (Br, I) S	2n × 10
Легко выносимые	Ca, Na, Mg, K, F SiO ₂ силикатов	n
Подвижные	P, Mn, CO, Ni, Cu	n × 10 ¹
Инертные (слабо подвижные)	Fe, Al, Ti	n × 10 ⁻²
Практически неподвижные . .	SiO ₂ (кварц)	n × 10 ^{-∞}

процесса. Для правильного понимания цифр необходимо иметь в виду два обстоятельства. Миграционный ряд выведен Б. Б. Польшовым как среднее для коры выветривания в целом; в частных случаях, в зависимости от типа элювия, миграционная способность элементов может характеризоваться несколько иными величинами. «Так, например, во влажных тропиках с характерными для них высокими температурами и огромной интенсивностью процессов выветривания и выноса миграционная способность элементов резко возрастает, ряды миграции, приведенные в табл. 2, не выдерживаются. Во влажных тропиках, в частности, приобретает высокую миграционную способность SiO_2 силикатов, резко возрастает миграционная способность алюминия и титана, энергично выносятся многие редкие металлы.

«Еще более отличны ряды миграции для зоны окисления сульфидных месторождений с характерной для нее резко кислой средой (наличие свободной H_2SO_4) и высокой подвижностью многих элементов.

«Для коры выветривания тундры, северной тайги, болот влажной умеренной и субтропической полосы характерны свои особые ряды миграции с высокой подвижностью железа и марганца, возможно также кобальта, никеля и других металлов...

«Можно сказать, что для каждого массива выветривающихся пород характерны свои особые ряды миграции, определяемые как биоклиматическими, так и геолого-геоморфологическими условиями выветривания» (Перельман, 1955). Так, например, в ареалах развития гранитов ряд подвижностей, по Андерсону и Хаукис (Anderson, Hawkes, 1958), имеет такой вид: $\text{Mg} > \text{Ca} > \text{Na} > \text{K}$ вместо ряда Польшова: $\text{Ca} > \text{Na} > \text{Mg} > \text{K}$.

К этому нужно добавить, что неодинаковый тектонический режим разных участков земной коры и неодинаково интенсивный смыв элювия обуславливают неодинаково быстрый переход коры выветривания от одной ступени выщелачивания к другой. Отсюда с неизбежностью получается, что на достаточно больших площадях поверхности Земли состав воды в дренирующей речной сети, особенно в магистральном потоке, всегда отличается большой сложностью и включает в себе практически весь набор веществ, перечисленных в табл. 1. Это обстоятельство, как увидим ниже, чрезвычайно важно для правильного представления о процессах седиментации в конечных водоемах стока.

2. Механический смыв продуктов выветривания с водосборных площадей

Рыхлые продукты выветривания и образующиеся в элювии растворы веществ, как известно, удаляются деятельностью главным образом текущих вод, отчасти же и работой ветра. Совокупность этих процессов получила название денудации — *механической*, если речь идет о смыве рыхлых твердых продуктов выветривания, и *химической*, если имеется в виду вынос растворенных веществ. Для теории гумидного седиментогенеза исключительный интерес приобретает знание законов, которым подчиняется как механическая, так и химическая денудация.

Исходными данными для познания закономерностей механической денудации являются величины ежегодного твердого стока крупнейших рек мира (T — в тоннах), а также размеры их водосборных площадей (p — в км^2). Разделив T на p , получаем некоторую величину K , указывающую механический снос вещества в тоннах на 1 км^2 ; она получила название модуля твердого стока. Величина модуля есть показатель средней интенсивности механической денудации на площади данного речного бассейна. Реальная интенсивность механической денудации в разных стоках речного бассейна может более или менее значительно отличаться от

средней для всей площади бассейна в целом; но это обстоятельство не уничтожает возможности и целесообразности оперирования усредненными показателями, ибо только на базе последних и возможно подойти к выявлению основных закономерностей механической денудации. Величина влекомых наносов, как совершенно второстепенная, при таких расчетах во внимание не принимается.

В табл. 3 сведены данные по взвешенному стоку рек мира, а на фиг. 5 показана схема интенсивности механической денудации, построенная мною по данным этой таблицы, а также некоторых суммарных подсчетов Г. В. Лопатина (1949—1951), выполненных по взвешенным наносам 60 рек мира. При рассмотрении этих данных бросаются в глаза прежде всего очень большие колебания в средней интенсивности механической денудации в различных речных бассейнах. Так, в бассейне Енисея и реки Св. Лаврентия она равна всего 4 т/км², у Оби — 6 т/км², Колымы — 7 т/км², Мекензи — 9 т/км², Яны — 10 т/км², Риона — 600 т/км², Терека — 630 т/км², Ирравади — 850 т/км², Тигра — 690 т/км², Ефрата — 1000 т/км², Ганга с Брамапутрой — 1040 т/км², Меконга — 1200 т/км², Самура — 1700 т/км² и у Сулака — 2000 т/км². Иными словами, максимальная интенсивность механической денудации превосходит минимальную в 500 раз.

Географическое распределение разных интенсивностей механической денудации чрезвычайно характерно. Выделяются две параллельные широтные зоны с существенно разными показателями. Первая обнимает умеренный влажный пояс северного полушария в Сев. Америке, Европе и Азии. Ее южной границей является годовая изотерма +10° С. Количество осадков на площади зоны примерно 150—600 мм в год. Общая интенсивность механической денудации здесь малая или умеренная; чаще всего она держится на уровне < 10 т/км², реже на уровне 10—15 т/км² и лишь в одном районе Сев. Америки — на уровне 50—100 т/км². Вторая зона обнимает участки Сев. и Южн. Америки, Африки, юго-восточной Азии, приходящиеся на субтропический и тропический влажный пояса. Зона эта почти точно отвечает промежутку между изотермой +10° С в северном полушарии и той же изотермой в южном полушарии; на большей части ее средняя температура года не спускается ниже 20° С, а обычно держится на уровне 22—23° С; количество осадков велико — 1200—3000 мм в год. Интенсивность механической денудации резко увеличена сравнительно с северным умеренным поясом; чаще всего она держится на уровне 50—100 т/км², но в ряде участков поднимается до 100—240 т/км², а в некоторых областях даже > 240 т/км²; так, например, на юго-востоке Азии механический смыв составляет в среднем 390 т/км², а в бассейнах рр. Инда, Ганга, Брамапутры поднимается до 1000 т/км² и выше.

Вполне вероятно, что южнее тропической зоны, в случае наличия в южном полушарии континентальных площадей, располагалась бы вторая область с умеренной и слабой механической денудацией и климатическими показателями, аналогичными показателям северной полосы. В древние эпохи, при другом, чем сейчас, распределении суши и моря, такая южная зона умеренной и слабой механической денудации, несомненно, и существовала.

Но даже если не оперировать этими периодами, а ограничиться только эпохой современной и соотношениями, демонстрируемыми картой (фиг. 5), становится совершенно очевидным, что механической денудации на территории гумидных климатов присуща ясно выраженная зональность. *Пояса умеренного влажного климата вне годовых изотерм +10° С отличаются слабой и умеренной механической денудацией, пояс между изотермами +10° С — сильным и очень сильным механическим смывом.*

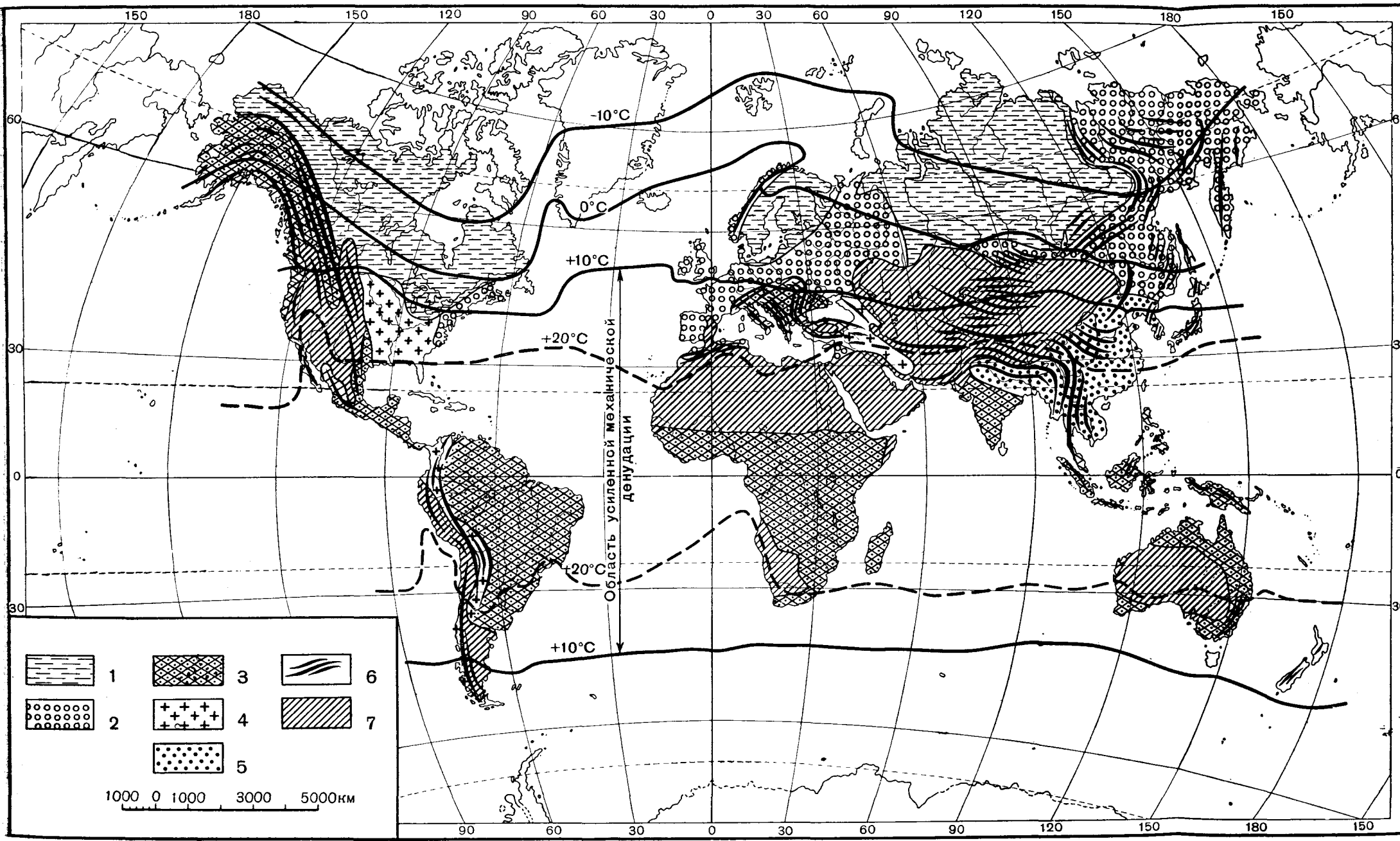
Эта закономерность представляет большой принципиальный интерес. До сих пор литологи и геологи, обсуждавшие вопросы механической дену-

Таблица 3

Механическая денудация по отдельным речным системам

Река	Площадь бассейна, 10 ³ км ²	Водный сток, км ³	Твердый сток, млн. т	Механическая денудация, т/км ² (или г/м ²)
Амазонка	7050	3187,5	1000	60
Конго	3690	1350	68	18
Миссисипи	3248	590	500—750	154—230
Лаплата	3104	600	96,5	32
Нил	2800	70	88	31
Енисей	2707	548	10,52	4,0
Обь	2425	394	14,2	6,0
Лена	2418	488	?	?
Ганг	1730	960	1800	1040
Амур	1843	346	52	28
Янцзы	1175	690	275	234
Мекензи	1766	440	15	9
Волга	1380	255	25,7	19
Зембези	1330	500	100	75
Нигер	2092	293	67	32
Хуанхе	980	126	630	640
Св. Лаврентия	802	304	3	4
Оривоко	944	442	45	47
Тигр и Ефрат	1048	210	725—1000	690—1000
Оранжевая	1020	91	153	140
Инд	960	175	400	420
Юкон	855	185	88	103
Дунай	816	201	83	101
Меконг	810	387	1000	1200
Колыма	644	120	4,7	7
Колорадо	590	20,3	160	271
Колумбия	772	187	36	47
Днепр	503	53	2,02	5
Ирравади	410	428	350	850
Дон	422	28	7,75	18,3
Индирикка	360	57	8,5	24
Сев. Двина	411	111	5,84	14
Печора	327	129	6,5	20
Нева	282	82	0,82	3,9
Яна	318	31	3	10
Рейн	225	68,5	4,5	20
По	75	48,7	18	240
Рона	99	52,7	31,5	320
Гаронна	85	21,6	5,8	70
Висла	199	32,0	2,5	13
Рион	13,4	13,5	8,5	633
Терек	43,7	11	26	600

денудации в качестве фактора, определявшего этот процесс, принимали во внимание лишь рельеф континента и, стало быть, тектонический режим, рельеф контролировавший. Приведенные данные показывают, что такой подход к вопросу упрощен и потому неверен. Наряду с рельефом важ-



Фиг. 5. Схема механической денудации современных континентов (смысл в тоннах с 1 км²).
 1 — 10; 2 — 10—50; 3 — 50—100; 4 — 100—240; 5 — > 240; 6 — горные хребты; 7 — аридные области

нейшую роль играет климат, в частности температурный режим, масса и режим метеорных осадков.

Положительное влияние температурного режима на интенсивность механической денудации объясняется тем, что он ускоряет процессы механического и химического выветривания пород на водосборных площадях и, так сказать, энергично подготавливает их к смыву. Количество же метеорных осадков прямо действует как денудирующий фактор. Поскольку температура и количество осадков резко возрастают при переходе от умеренной полосы влажных климатов к тропической, естественно, что это вызывает соответствующую зональную локализацию на поверхности Земли интенсивной механической денудации.

Рассмотрим несколько ближе размещение механического смыва внутри каждой из намеченных широтных полос.

В умеренной области минимальная механическая денудация (меньше 10 т/км^2) характеризует северную часть Сев. Америки, Балтийский щит, Западно-Сибирскую низменность и Средне-Сибирское плоскогорье между рр. Енисей и Леной. Во всех случаях это территории тектонически пассивные с плоским рельефом; несколько отличается лишь Средне-Сибирское плоскогорье, слегка приподнятое (средняя высота около 500 м). Очевидно, плоский рельеф — на фоне малых метеорных осадков и низких годовых температур — и вызывает здесь столь малую напряженность механического смыва. С запада и востока эта область обрамляется меридионально вытянутыми полосами с явно повышенным механическим смывом. На западе это площадь северной части Кордильер; механическая денудация здесь, судя по данным о бассейне р. Юкон (табл. 3), достигает 103 т/км^2 . На востоке регионом повышенного механического смыва является северо-восток Азии: хребты Верхоянский, Черского и др.; здесь денудация держится, судя по данным о бассейнах рр. Яны, Индигирки, Колымы, Амура и др., в интервале $10\text{—}50 \text{ т/км}^2$, чаще составляя около $20\text{—}30\text{—}35 \text{ т/км}^2$. Повышение механического смыва в северной части Кордильер и на северо-востоке Азии вполне закономерно и стоит, очевидно, в связи с горным рельефом обеих территорий, что неизбежно усиливает эродирующую деятельность воды. Не случайно, по-видимому, и то обстоятельство, что механический смыв на площади Кордильер значительно выше, чем смыв на гористой северо-восточной части Азии: на карте видно, что температуры в области Кордильер значительно выше температур, господствующих на гористом северо-востоке Азии; повышение же среднегодовой температуры действует, как указывалось, стимулирующе на процессы смыва.

Характерным исключением в общей картине закономерных связей механической денудации с рельефом и температурным режимом является равнинная область Европы, особенно восточной. Здесь нет ни значительных горных хребтов, ни особо благоприятных температурных условий, а между тем механическая денудация явно повышена, находясь на уровне $30\text{—}50 \text{ т/км}^2$, порой и выше. Причиной является в данном случае деятельность человека: распахивая обширные пространства Европы и разрыхляя искусственно верхний слой коры выветривания, человек облегчает его смыв водой и тем самым увеличивает интенсивность механической денудации. Без вмешательства человека площадь Европы являлась бы, вероятно, продолжением того опрощенного ареала минимального ($< 10 \text{ т/км}^2$) смыва, который еще сохранился в Канаде, Зап. Сибири и на Средне-Сибирском нагорье.

Отвлекаясь от этого вторичного искажения и беря лишь первичные природные соотношения, получаем, что в пределах умеренной полосы влажных климатов механическая денудация явно контролируется рельефом территории, т. е. ее тектонической активностью: смыв тем энергичнее, чем

активнее тектонически регион. Заметное действие оказывает местами также и более благоприятный климатический режим (север Кордильер).

Те же соотношения прослеживаются в зоне тропического и субтропического влажного климата. На равнинной площади Южн. Америки, Африки, Индостана, гумидных участках Австралии механическая денудация находится в интервале 50—100 т/км². Но в гористых областях Кавказа, Ирана, Анд механический смыв поднимается в среднем ступенью выше, в интервал 100—240 т/км², а на юго-востоке Азии (Гималаи, Индокитай, Зап. Китай) даже до величины в среднем 390 т/км². В таком распределении интенсивностей механического смыва нельзя не видеть влияния тектонической активности разных территорий. Здесь на новом, более высоком уровне повторяется то же, что мы видели в зоне умеренных климатов. Можно уловить и благоприятное действие климатического фактора, поднимающего, в сочетании с благоприятным рельефом, денудацию до крайне высоких величин. Я имею в виду в данном случае юго-восток Азии, где средняя величина смыва для огромной территории составляет 390 т/км², а на отдельных участках до 600—1000 и 1200 т/км². Причину такого чудовищного смыва надобно искать прежде всего, конечно, в интенсивном рельефе страны, что резко повышает живую силу стекающих вод. Но заметное действие имеет также специфический климатический режим территории и, в частности, наличие сухого периода в году, когда иссыхающие верхние горизонты почв максимально разрыхляются; при последующих огромных дождевых ливнях этот подготовленный к переносу материал удаляется и выбрасывается в океан. Аномалией в общей картине механического смыва на площади тропического влажного климата является равнинная область США, где механическая денудация достигает в бассейне р. Миссисипи величины 150—230 т/км². Единственной причиной этого неожиданно большого смыва является, видимо, сельскохозяйственная деятельность человека, которая именно в США сопровождается особенно сильной эрозией почвенного покрова. При исключении этого активизирующего смыв агрокультурного фактора естественная механическая денудация площади США оказалась бы, вероятно, на том же уровне (50—100 т/км²), какой свойствен равнинной области Южн. Америки.

Резюмируя изложенные наблюдения, можно считать установленными следующие две основные закономерности: 1) *механическая денудация на площади гумидных климатов по природе своей зональна.* Она минимальна на территории умеренных влажных климатов с годовыми изотермами ниже +10° С и максимальна в тропических влажных климатах при годовых температурах выше +10° С, особенно в областях с температурой > +20° С; 2) *внутри как умеренных, так и тропических климатов энергия механического смыва увеличивается по мере возрастания тектонической активности региона* и в гористых областях заметно (порой резко) выше сравнительно с равнинными.

Сельскохозяйственная деятельность человека всегда способствует интенсификации механического смыва, причем последний возрастает в 2—3—4 раза против наблюдающегося в природных условиях. Надо сказать, впрочем, что площади, на которых механический смыв дополнительно резко усилен человеком, ограничены по размерам; их наличие хотя и нарушает несколько общую картину естественно протекающего механического смыва, но все же не стирает ее главных, основных черт, как природного процесса. В частности, она не уничтожает ни климатической зональности денудационных явлений, ни их ясной зависимости от рельефа, т. е. тектонической активности отдельных регионов.

Сопоставление локализации на поверхности Земли коры выветривания и механической денудации вскрывает характерные соотношения между ними. *И кора выветривания, и механический смыв слабо развиты.*

в поясе умеренного влажного климата, и резко возрастают в полосе тропических и субтропических влажных климатов. Сходство их размещения в данном случае столь велико, что карта зональности коры выветривания почти во всех деталях повторяет карту интенсивностей механического смыва, в чем легко убедиться путем сопоставления фиг. 1 и фиг. 5. Но отношение сопоставляемых явлений к рельефу противоположно: кора выветривания тяготеет к равнинным, тектонически пассивным площадям, механическая же денудация к горным, тектонически активным областям.

Сходство климатической локализации коры выветривания и механической денудации вызывается зависимостью обоих явлений от одних и тех же факторов: температурного режима и количества метеорных осадков, изменяющихся зонально внутри общей площади гумидных климатов. Но эффективность химического выветривания в тропическом климате в условиях равнинного рельефа в 20—40 раз больше, чем в климате умеренно влажном, интенсивность же механического смыва всего в 5—10 раз. Вот почему на равнинах тропической области, несмотря на общее усиление механической денудации, кора химического выветривания оказывается многократно более мощной, чем на равнинах умеренного климата. В горных регионах условия значительно выравниваются, но и в них гораздо более благоприятными для химического выветривания и формирования элювия оказываются все же области тропического климата.

Обратимся теперь к анализу денудации химической, т. е. к выносу с водосборных площадей растворенных компонентов, возникающих в ходе выветривания.

3. Химическая денудация водосборных площадей и ее соотношение с денудацией механической

В табл. 4 сопоставлены средние цифры механической и химической денудации по континентам в целом, вычисленные по данным Г. В. Лопатина (1950).

Таблица 4

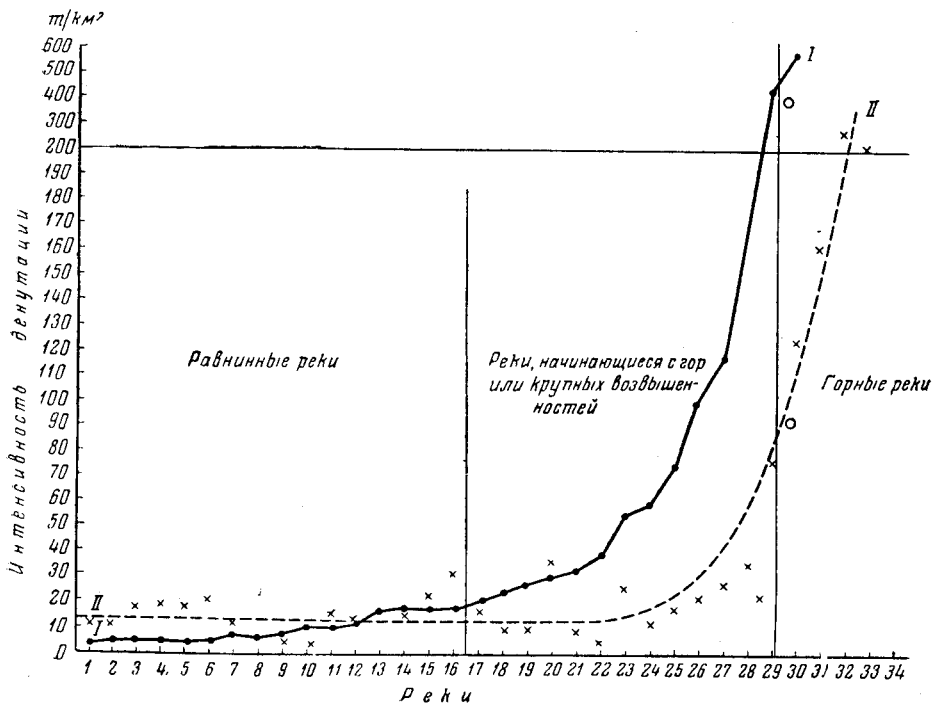
Соотношения механической и химической денудации на площади современных континентов

Материи	Площадь, 10 ⁶ км ²	Срок выве- шенных наносов, 10 ⁶ т	Сток раст- воренных наносов, 10 ⁶ т	Интенсивность дену- дации, т/км ²	
				механи- ческой	хими- ческой
Европа	9,67	420	305	43,0	32,0
Азия	44,89	7445	1916	166,0	42,0
Африка	29,81	1395	757	47,0	25,2
Сев. и Среда. Америка	20,44	1503	809	73,0	40,0
Южн. Америка	17,98	1676	993	93,0	55,0
Австралия	7,96	257	88	32,1	11,3

Из сопоставлений видно, что хотя точной математической пропорциональности между величинами механической и химической денудации и нет, но все же изменяются они по одному общему закону: с усилением механической денудации усиливается и химическая, и наоборот.

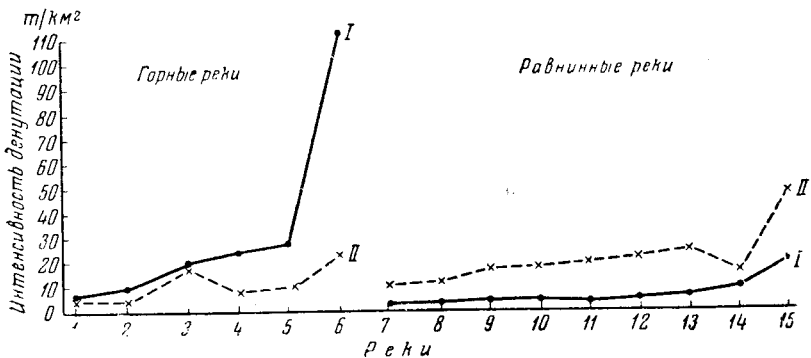
Совершенно тот же вывод получается, если использовать данные не по большим площадям, а по бассейнам отдельных рек (табл. 5).

На диаграмме (фиг. 6) реки расположены таким образом, что интенсивность механической денудации в их бассейнах непрерывно растет — кривая I. Соответствующие величины химической денудации изображены крестиками и по ним построена усредненная пунктирная кривая II.



Фиг. 6. Соотношение механической (I) и химической (II) денудации

1 — Нева; 2 — Енисей; 3 — Луга; 4 — Нарова; 5 — Днепр; 6 — Онега; 7 — Обь; 8 — Зап. Двина; 9 — Колыма; 10 — Яна; 11 — Мезень; 12 — Южн. Буг; 13 — Сев. Двина; 14 — Урал; 15 — Дон; 16 — Волга; 17 — Печора; 18 — Индигирна; 19 — Амур; 20 — Днестр; 21 — Кума; 22 — Калаус; 23 — Сыр-Дарья; 24 — Амазонка; 25 — Лаплата; 26 — Ююн; 27 — Миссисипи; 28 — Кубань; 29 — Кура; 30 — Аму-Дарья; 31 — Терек; 32 — Рион; 33 — Самур; 34 — Сулак. Кружками обозначены реки юго-востока Азии: Инд, Ганг, Брамапутра, Ирравади, Меконг, Янцзи-цзян и др.



Фиг. 7. Соотношение механической (I) и химической (II) денудации. Северные реки умеренного и холодного климата.

1 — Колыма; 2 — Яна; 3 — Печора; 4 — Индигирна; 5 — Амур; 6 — Ююн; 7 — Нева; 8 — Енисей; 9 — Луга; 10 — Нарова; 11 — Онега; 12 — Обь; 13 — Зап. Двина; 14 — Мезень; 15 — Сев. Двина

Отчетливо видно, что и при оперировании отдельными бассейнами с усилением механической денудации явственно возрастает денудация химическая, но точной математической пропорциональности и в этом случае не имеется, и отдельные точки заметно уклоняются от усредненной кривой.

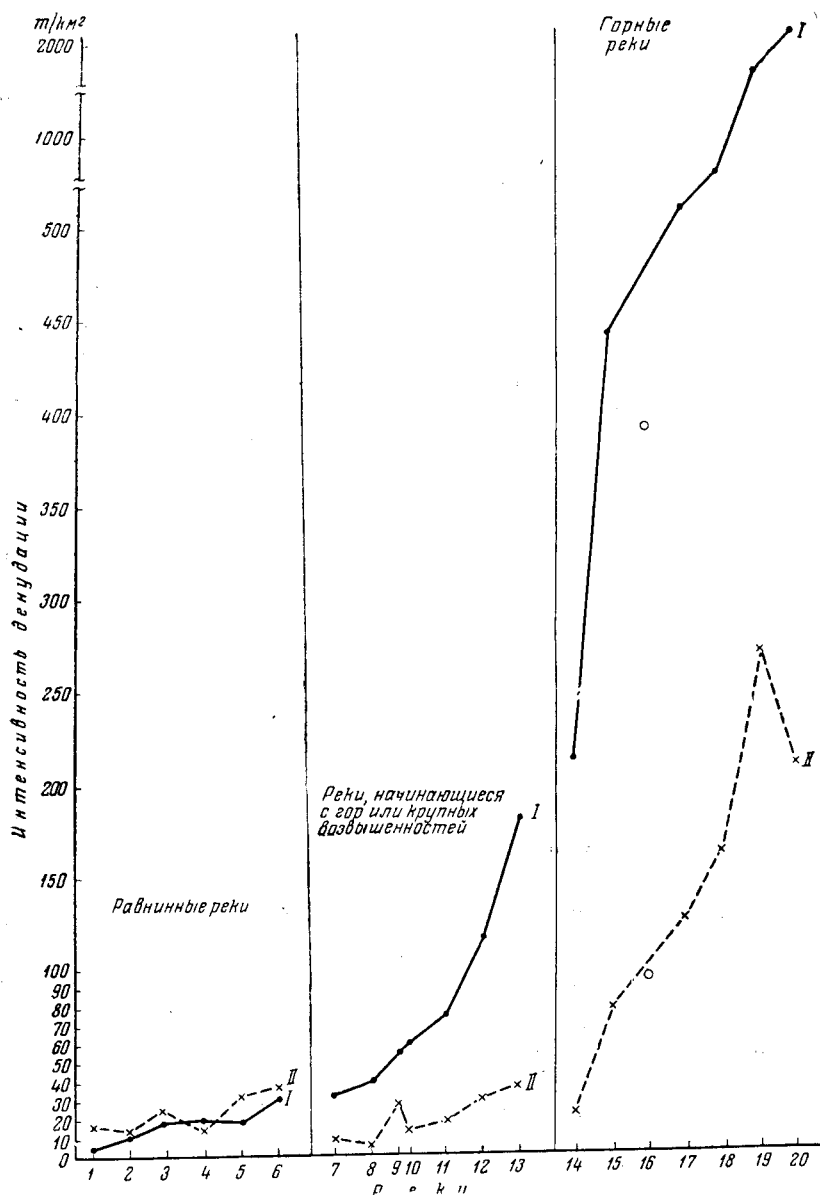
Таблица 5

Соотношение между механической и химической денудацией в речных системах

Реки	Механическая денудация, т/км ²	Химическая денудация, т/км ²	Реки	Механическая денудация, т/км ²	Химическая денудация, т/км ²
I. Северные реки умеренного и холодного климатов			II. Реки умеренно-теплого субтропического и тропического климатов		
Горные реки			Равнинные реки		
Колыма	7	5,5	Днепр	4,0	17,0
Яна	10	3,9	Южн. Буг	11,5	14,0
Печора	20	17,0	Дон	18,3	22,0
Индигирка	24	11,0	Урал	18,6	15,0
Амур	28	10,1	Волга	18,6	32,5
Юкон	103	22,0	Днестр	31,5	39,5
Равнинные реки			Реки, начинающиеся с гор и крупных возвышенностей		
Иева	3,9	10,0	Кума	33	9,0
Енисей	4,0	11,4	Калаус	40	5,0
Луга	4,0	17,0	Амазонка	60	13,0
Нарова	4,0	17,7	Лаплата	75	18,0
Онега	4,0	20,0	Миссисипи	118	28,4
Обь	6,0	12,2	Кубань	180	35,0
Зап. Двина	6,0	25,0			
Мезень	10,0	16,0	Горные реки		
Сев. Двина	16,5	48,0	Кура	213	23,4
			Аму-Дарья	440	78,1
			Реки юго-вост. Азии (средн.)	390	93,0
			Терек	587	125
			Рион	2000	209
			Самур	1700	270
			Сулак	2000	290

Еще более четкая взаимозависимость между механической и химической денудацией получается, если разделить реки на естественные физико-географические группы и проводить сравнения внутри групп (табл. 5; фиг. 7 и 8). Нами выделены: 1) *северные реки* умеренного и холодного климата, отвечающие северной области минимальной механической денудации, и 2) *реки теплой и тропической области* со средней и высокой механической денудацией; внутри же обеих групп реки подразделены по характеру рельефа речного бассейна: равнинные, начинающиеся с гор или крупных возвышенностей, и горные реки. Из диаграмм явствует, что во всех без исключения группах и подгруппах кривая химической денудации, на этот раз уже не усредненная, а построенная по конкретным точкам, изменяется в близком соответствии с кривой денудации механической, показывая лишь единичные отклонения, отнюдь не меняющие общей картины. Коэффициент корреляции, вычисленный для всех анализов, составляет 0,97.

Это сходство изменений механической и химической денудации и на больших площадях и в сериях частных речных бассейнов доказывает, что *общая географическая локализация химической денудации в основе*



Фиг. 8. Соотношение механической (I) и химической (II) денудации.

Реки умеренно-теплого субтропического и тропического климата

- 1 — Днепр; 2 — Южн. Буг; 3 — Дон; 4 — Урал; 5 — Волга; 6 — Днестр; 7 — Ку-
 ма; 8 — Калаус; 9 — Сыр-Дарья; 10 — Амазонка; 11 — Лаплата; 12 — Миссисипи;
 13 — Кубань; 14 — Кура; 15 — Аму-Дарья; 16 — реки юго-востока Азии (сред-
 нее); 17 — Терек; 18 — Рион; 19 — Самур; 20 — Сулак

своей подчинена тем же закономерностям, что и локализация механическо-
 го смыва. В частности, химическая денудация также зональна, как и меха-
 ническая, и зональность эта в основе своей климатическая.

Рассмотрение диаграмм (фиг. 7, 8) вскрывает еще и другое важное обстоятельство. *Изменения интенсивности механической и химической денудации континентов, будучи одинаково направленными, происходят значительно различными темпами.* Так, механическая денудация варьирует от 3,9 до 2000 т/км², т. е. темп возрастает в 500 раз, а химическая от 3,9 до 290 т/км², т. е. всего в 70 раз. Иначе говоря, *изменения напряженности механической денудации при переходе от гор к низинам или от областей сильно увлажняемых к областям с малыми атмосферными осадками многократно сильнее соответствующих изменений денудации химической.*

Что же обусловило одинаковую направленность изменений механической и химической денудации? И почему амплитуда изменений механического смыва во много раз превосходит амплитуду химической денудации?

Мне кажется, здесь имеют значение два обстоятельства. В расчлененном рельефе вода, просачивающаяся через горные породы и потом вновь поступающая в реки, проходит через более мощные, чем на равнинах, осадочные толщи, к тому же мало выветрелые, и имеет больше возможностей извлекать из них наиболее подвижные компоненты. В то же время речные воды, долгое время неся в себе огромную массу тонких механических взвесей, дополнительно их растворяют и тем самым повышают содержание растворенных солей. Суммируясь, оба указанные процесса приводят к тому, что при увеличении расчлененности рельефа и усилении механической денудации усиливается и денудация химическая, и наоборот.

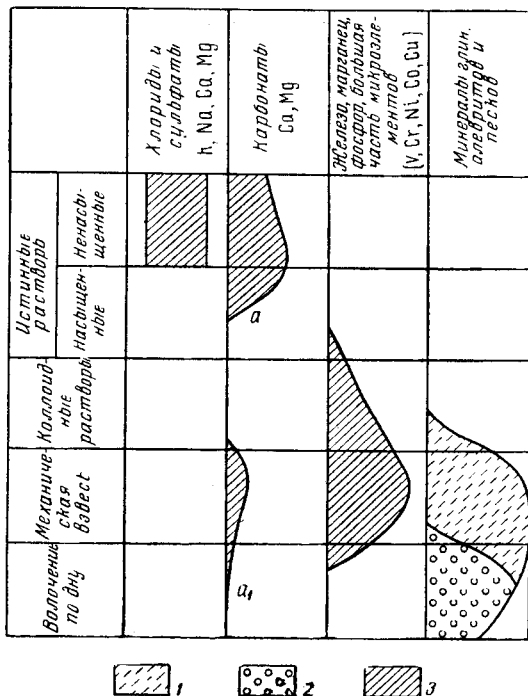
Большой размах изменений механической денудации, чем денудации химической, вызван тем, что процессы механического смыва просты и в единицу времени протекают гораздо быстрее, легче, чем процессы химического выноса. Ведь при механическом смыве вода является непосредственной и прямой движущей силой процесса, не осложненной никакими другими привходящими процессами при химической же денудации выносу растворенных соединений предшествует растворение твердых фаз. А так как минералы, слагающие породы, обладают в подавляющем большинстве случаев малой растворимостью и медленным растворением, то поступление из них соединений в воду также идет медленно и малыми дозами; в итоге усиление и ослабление химической денудации по интенсивности отстает от аналогичных изменений денудации механической.

Установление описанных соотношений между механической и химической денудацией представляет принципиальный интерес для теории гумидного седиментогенеза. Дело в том, что до сих пор соотношения между ними рисовались как прямо противоположные. Эпохи абсолютной интенсификации механического смыва, например после горообразования, мыслились как эпохи подавления денудации химической; эпохи пенеппенизации, наоборот, — как эпохи большой абсолютной интенсивности химического смыва при малой механической денудации. Действительные соотношения между химическим и механическим смывом были совсем иными. В эпохи после горообразования абсолютно усиливалась не только денудация механическая, но и денудация химическая; только рост первой опережал рост второй, почему и получалось *относительное преобладание механической денудации над химической.* В эпохи пенеппенизации ослабевал в абсолютном выражении не только механический, но и химический смыв, но первый гораздо сильнее второго, почему и возникало *относительное преобладание химической денудации над механической.* *Эти колебания в соотношениях двух типов денудации неправильно толковались до сих пор как выражение изменений абсолютных их интенсивностей в истории Земли.* Рассмотрение данных по современному ходу денудации позволяет вскрыть реальный ход процессов в прошлом и устранить господствовавшие до сих пор ошибочные представления на этот счет.

II. ПЕРЕНОС ВЕЩЕСТВ И ПРОЦЕССЫ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ, ПРИ ЭТОМ ПРОИСХОДЯЩИЕ

1. Формы миграции минеральных соединений

Для познания механизма осадочного процесса существенное значение имеет знание форм, в которых поступают в водоемы минеральные вещества, транспортируемые реками. Они подразделены мною (Страхов и др., 1954) на четыре существенно различные группы (фиг. 9).



Фиг. 9. Формы переноса в реках основных компонентов осадков

1 — минералы глины; 2 — минералы песков и обломки пород; 3 — прочие компоненты; а, а₁ — лишь для горных рек и в условиях засушливого климата

тропических 0,2—1,0 мг-экв/л. Карбонаты (по расчету в виде бикарбонатов) представлены обычно CaCO_3 и MgCO_3 , но и иногда также и Na_2CO_3 . В силу низких концентраций не только легко растворимые MgCO_3 и Na_2CO_3 , но и трудно растворимый CaCO_3 находится, как показало специальное исследование автора (Страхов, 1951), в виде резко насыщенного раствора. В северных реках концентрации CaCO_3 равны примерно 40—70% от нормы насыщения (в данных условиях $p\text{CO}_2$ и t°), в тропических же еще меньше: 10—25% от нормы насыщения. Перенос карбонатов в виде механических взвесей отсутствует или встречается лишь в виде исключения.

По периферии гумидных зон в реках степных (Дон, Днепр, низовья Волги, низовья Миссисипи и др.) общее содержание растворенных в воде карбонатов возрастает, достигая 2—2,5—3 мг-экв/л (CO_3^{2-}). Карбонаты представлены обычно CaCO_3 с очень небольшой примесью MgCO_3 или без нее. В теплое время года CaCO_3 находится в фазе более или менее рез-

Первую группу компонентов образуют легко растворимые соли: NaCl , KCl , MgSO_4 , MgCl_2 , CaSO_4 , CaCl_2 . В силу своей большой растворимости они присутствуют в реке всегда только в виде растворов, притом истинных, ионных, никогда не образуя ни коллоидных растворов, ни тем более механических взвесей. Встречающиеся в гумидных поясах их концентрации, равные обычно десяткам миллиграммов каждой соли на литр воды, чрезвычайно далеки от насыщения. Количественно хлориды и сульфаты в реках влажных равнин всегда составляют второстепенную часть общей массы перемещаемых растворимых солей.

Вторую группу компонентов речного стока образуют карбонаты щелочных и щелочноземельных металлов: CaCO_3 , MgCO_3 , Na_2CO_3 , а также кремнезем.

В реках гумидных равнин севера и тропиков содержание карбонатов минимально: в северных реках 1,0—1,5—2,0 мг-экв CO_3^{2-} , в

кого пересыщения¹, вследствие чего принципиально возможна химическая садка кальцита уже в пределах водотока. Тем самым создаются условия для миграции CaCO_3 в виде тонкозернистой механической взвеси. Действительно, анализ паводковых мутей степных рек неизменно обнаруживает наличие кальцита, причем у Днепра (устье) он составляет 3—3,5%, у Дона (устье) — 6,14%, у Волги (устье) — 2% от массы взвесей. Зная величину жидкого и твердого стока рек и концентрации карбонатов в том и другом, можно рассчитать относительное значение механически транспортируемых карбонатов в общем их речном переносе. Получается, что у рек степных взвешенные карбонаты составляют всего 1—2% от общей массы карбонатного материала.

При переходе от рек равнинных к горным формы миграции карбонатов существенно меняются. Это легко видеть из нижеследующей табл. 6, в которой суммированы формы миграции CaCO_3 в паводковых водах рек Черноморского бассейна, по данным М. А. Глаголевой (1959).

Таблица 6

Формы CaCO_3 в реках Черноморского бассейна

Река	Пункт взятия пробы	Мутность, г/л	CaCO_3 , %	
			Взвешено	Растворено
Припять	Чернобыль	0,005	Не опред.	
Днепр	Верхнеднепровск	0,024	»	»
»	Херсон	0,027	0,8	99,2
Дон	Аксай	0,078	1,9	98,1
»	Донская	0,155	6,2	93,8
Дунай	Измаил	0,179	12,0	88,0
Рион	Цхакая	0,251	24,1	75,9
Кубань	Краснодар	0,970	40,4	59,6
»	Темрюк	1,626	42,2	57,8
Чорох	Батуми	4,219	91,9	8,1

При резком усилении механической денудации все большее значение приобретает взвешенный кальцит, в конце концов почти нацело подавляющий кальцит растворенный. На этом примере мы впервые знакомимся с тем, как сильно влияет на формы миграции компонента рельеф водосборной площади или, иначе говоря, режим тектонических движений, ей свойственный. Только при очень вялых эпейрогенических движениях растворы CaCO_3 являются единственной или совершенно господствующей формой переноса этой соли реками гумидных поясов. С усилением темпов эпейрогецеца роль взвешенной формы все растет и при очень быстрых тектонических движениях она практически вытесняет растворы даже в условиях достаточно гумидного климата.

Сходно с карбонатами по соотношению растворов и взвеси переносится, по-видимому, и SiO_2 . Общие количества SiO_2 в речных водах колеблются обычно между 10 и 20 мг/л, редко больше или меньше. Как показали работы Роя (Roy, 1945), Корренса (Correns, 1940), С. В. Бруевича (1953), Окамото и др. (Okamoto, Okura, Goto, 1957), Краускопфа (Kraus-

¹ Этот вывод мой, сделанный еще в 1946 г., полностью подтвержден работами О. А. Алекина и Н. П. Моричевой (1956, 1957_{1,2}) по карбонатным равновесиям в р. Волге, выполненными в Гидрохимическом институте АН СССР.

корф, 1957) и др., растворенная кремнекислота транспортируется в виде главным образом истинного раствора, в резко недосыщенном состоянии.

К сожалению, в настоящее время нет данных, позволяющих сопоставить массы SiO_2 , мигрирующей в растворенном виде, с количествами ее, перемещающимися в виде кварца, и потому мы не можем объективно выяснить влияние рельефа (т. е. тектонического режима) на формы миграции кремнезема. Но можно полагать, что в этом случае принципиально повторяются те же соотношения, какие мы видели у CaCO_3 .

Третью группу компонентов речного стока образуют соединения Fe, Mn, P, а также соединения малых элементов (V, Cr, Ni, Co, Cu и др.).

Отличительную черту группы составляет обычно весьма малая растворимость образующих ее соединений в воде, что прямо определяет ничтожные количества их в речных водах в растворенном состоянии. Так, концентрации Fe в речных водах, вообще говоря, колеблются от следов ($< 0,001$ мг/л) до 7,82 мг/л, но в подавляющем большинстве случаев от 0,2 до 1,5 мг/л, так что средние цифры содержания Fe по большому числу рек оказываются низкими. Для 94 рек США (по Кларку) общее среднее содержание Fe, построенное на годовых средних цифрах по каждой реке, составляет всего 0,53 мг/л. Для 44 рек Европы среднее из единичных проб равняется 0,61 мг/л; то же для рек Индии. Но реки Южн. Америки значительно превосходят этот предел и содержат в среднем 1,95 мг/л Fe. Среднее по всем исследованным рекам мира равно 0,73 мг/л Fe. Для Mn пределы колебаний 0,008—0,08 мг/л, среднее содержание около 0,020 мг/л. Для фосфора амплитуда составляет 0,02—0,03 мг/л, среднее 0,025 мг/л P. Определений малых элементов в речной воде пока очень мало, но все они дают чрезвычайно низкие значения: тысячные, десятитысячные и миллионные доли миллиграмма на литр и меньше.

Другой характерной особенностью рассматриваемой группы является склонность входящих в нее соединений давать, наряду с истинными — ионными, еще и коллоидные растворы, играющие обычно большую роль в их поверхностных миграциях. Лишь соединения фосфора способны давать устойчивые ионные растворы. Железо в некоторой, как полагают, очень небольшой доле находится в растворе в ионной форме, как Fe^{2+} из $\text{Fe}(\text{HCO}_3)_2$; но соединение это неустойчиво и если даже и выносится в значительных количествах грунтовыми водами, питающими реки (на это существуют прямые указания), то быстро и почти нацело окисляется, причем железо выпадает в виде $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$. Большая доля растворенного Fe мигрирует как золь $\text{Fe}(\text{OH})_3^{3+}$, защищенный коллоидным органическим веществом или золем SiO_2^{2-} , а также как коллоидные комплексные железо-органические соединения (гуматы железа). То же относится и к марганцу и ко многим малым элементам.

Наряду с миграцией Fe, Mn, P и др. в виде раствора, всегда некоторые количества их переносятся также в составе материала, транспортируемого рекой частью во взвешенном состоянии, частью волочением по дну.

В 1955—1957 гг. в отделе литологии ИГН М. А. Глаголевой были проведены по моей программе специальные работы по определению форм миграции элементов рассматриваемой группы в реках, впадающих в Черное море. В паводковый период было взято в каждой из рек по 110 л воды. После поступления в лабораторию пробы были разделены на грубые взвеси ($Md > 0,002$ мм), тонкие взвеси (Md около 0,001 мм) и сумму коллоидных + истинных растворов. Анализ грубых взвесей дал следующие результаты (табл. 7).

Кроме того, спектральными анализами были обнаружены: Sr, Ba, Zn, Sn, Pb во всех реках (и пробах), Be, Ga — в подавляющей массе их, Ag — лишь у единичных рек — Чороха и Припяти.

Таблица 7

Состав грубых взвесей

Река	Пункт взятия пробы	Fe	Mn	P	Cu	Ni	V	Cr	Co
		%			10 ⁻⁴ %				
Днепр	Херсон	2,96	0,090		Не опред.				
»	Верхнеднепровск . . .	2,64	0,237		» »				
Припять	Чернобыль	4,13	0,184		» »				
Дон	Донская	7,64	0,080	0,052	23	56	168	110	5
»	Аксай	8,92	0,083	0,072	77	79	146	93	5
Дунай	Измаил	5,96	0,100	0,033	65	82	112	99	10
Кубань	Краснодар	5,38	0,077	0,038	52	78	134	90	7
»	Темрюк	5,69	0,072	0,036	56	71	146	86	5
Рион	Цхакая	5,05	1,160	0,040	41	85	151	93	15
Чорох	Батуми (1956 г.) . . .	6,39	0,086	0,045	200	64	123	54	8
»	» (1957 г.) . . .	3,68	0,080	0,054	200	46	120	66	20

Те же элементы были найдены и в тонких взвесах, но с характерным изменением, как это легко видеть из табл. 8.

Таблица 8

Состав тонких взвесей в % от пробы

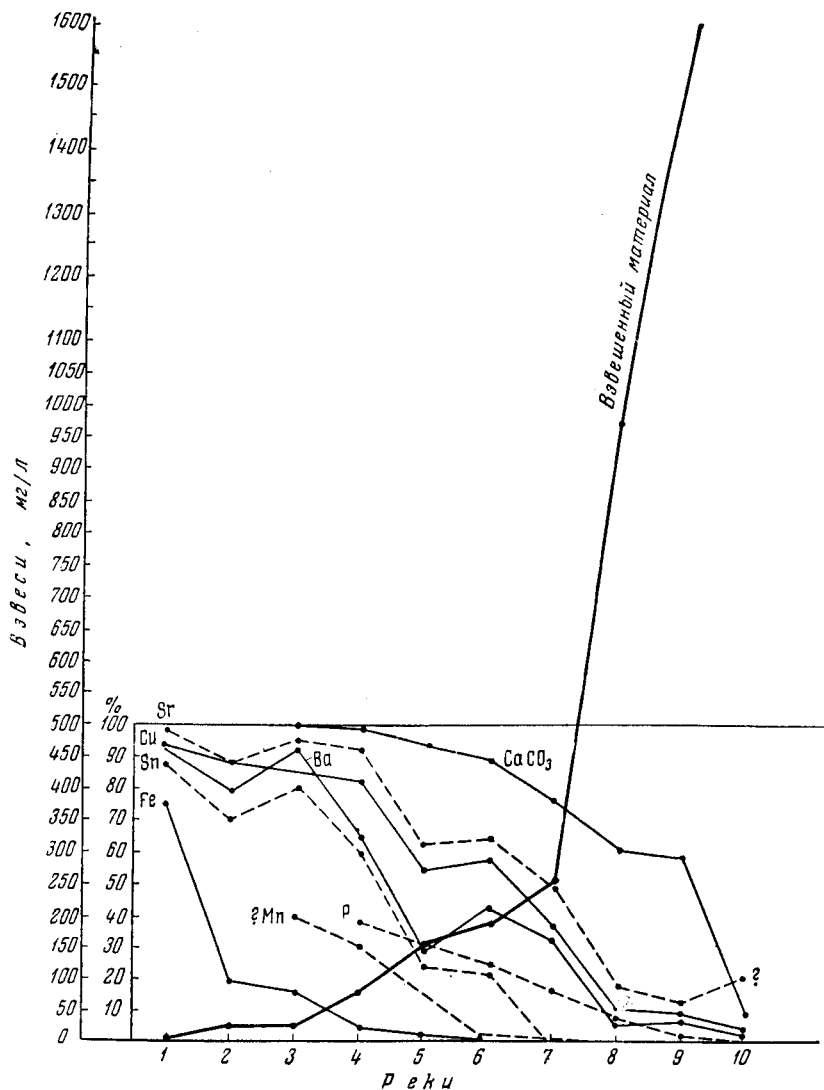
Река	Пункт взятия пробы	Fe		Mn		P	
		грубая	тонкая	грубая	тонкая	грубая	тонкая
Днепр	Херсон	2,96	9,07	0,090	0,450	Не опред.	
Дон	Аксай	8,92	8,26	0,083	0,130	0,072	0,370
»	Донская	7,64	8,37	0,080	0,120	0,052	0,240
Кубань	Темрюк	5,69	7,38	0,072	0,120	0,036	0,090
»	Краснодар	5,38	7,60	0,077	0,100	0,038	0,120
Дунай	Измаил	5,96	6,60	0,100	0,165	0,033	Неопред.
Рион	Цхакая	5,05	5,31	1,160	0,960	0,040	0,120
Чорох	Батуми	6,39	7,37	0,086	0,130	0,045	0,110

С уменьшением размеров частиц взвеси обогащаются железом, марганцем, фосфором, но не в одинаковой степени: меньше у Fe, больше у Mn и P. Существует ли аналогичное обогащение другими элементами — сказать пока трудно, так как по недостатку материала определение их в тонких взвесах производилось спектроскопическим путем. Для V, Cr, Co, Cu, Ni это во всяком случае вполне вероятно.

Пользуясь данными по жидкому и твердому стоку, можно было вычислить, какие примерно процентные количества элементов от общих их масс переносятся реками в растворенном и во взвешенном состоянии. Полученные цифры суммированы в табл. 9 и изображены для наглядности на диаграмме (фиг. 10).

Два обстоятельства бросаются в глаза при изучении этих данных. Во-первых, отчетливая зависимость форм переноса элементов от общей массы взвешенного материала: с увеличением последнего возрастает роль

взвесей; с некоторого момента каждый из элементов начинает мигрировать главным образом или даже в подавляющей степени именно во взвешенном состоянии, а не в виде растворов. Во-вторых, переход к миграциям в виде взвесей у разных элементов осуществляется при неодинаковых



Фиг. 10. Формы миграции элементов в реках Черноморского бассейна

1 — Припять, Чернобыль; 2 — Припять, Верхнеднепровск; 3 — Днепр, Херсон; 4 — Дон, Акса; 5 — Дон, Донская; 6 — Дунай, Измаил; 7 — Рион, Цхакая; 8 — Кубань, Краснодар; 9 — Кубань, Темрюк; 10 — Чорох, Батуми (1957 г.)

общих массах взвесей. С этой точки зрения все изученные элементы располагаются в хорошо выраженный ряд:



Первый член ряда, ванадий, мигрирует в изученных реках только в виде взвесей, не давая вовсе растворов, уловимых современными методами хи-

Таблица 9

Формы миграции элементов в речных водах, в % от общего содержания каждого из этих элементов

Река	Пункт взятия пробы	Мутность, г/л	V		Cr		Ni		Be		Ga	
			Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы
Припять	Чернобыль	0,005	100	Нет	100	Нет	100	Нет	Нет	Нет	Нет	Нет
Днепр	Верхнеднепровск	0,024	100	»	100	»	100	»	»	»	»	»
»	Херсон	0,027	100	»	100	»	100	»	6,4	93,6	»	»
Дон	Аксай	0,078	100	»	100	»	100	»	100	Нет	100	»
»	Донская	0,155	100	»	100	»	100	»	9	91,0	100	»
Дунай	Измаил	0,179	100	»	100	»	100	»	100	Нет	100	»
Рион	Цхакая	0,251	100	»	87,4	12,6	100	»	100	»	100	»
Кубань	Краснодар	0,970	100	»	97,4	2,6	96,7	3,3	100	»	100	»
»	Темрюк	1,626	100	»	100	Нет	100	Нет	89,0	11,0	100	»
Чорох	Батуми (1956 г.)	0,065	100	»	64,8	35,2	52,0	48,0	100	Нет	100	»
»	» (1957 г.)	4,219	100	»	100	Нет	100	Нет	Нет	»	100	»

Река	Пункт взятия пробы	Мутность, г/л	Zn		Fe		Mn		P		Pb	
			Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы
Припять	Чернобыль	0,005	100	Нет	25,8	74,2	72,7	27,3	Не опред.		6,0	94,0
Днепр	Верхнеднепровск	0,024	100	»	80,8	19,2	80,6	19,4	»	»	96,0	4,0
»	Херсон	0,027	12	98	83,5	16,5	60,0	40,0	»	»	28,6	71,4
Дон	Аксай	0,078	100	Нет	96,0	4,0	70,0	30,0	61,6	38,4	100	Нет
»	Донская	0,155	100	»	97,8	2,2	84,6	15,4	69,3	30,7	86,5	13,5
Дунай	Измаил	0,179	100	»	98,3	1,6	98,9	1,1	75,0	25,0	100	Нет
Рион	Цхакая	0,251	100	»	98,6	1,4	99,0	1,0	83,8	16,2	71,9	28,1
Кубань	Краснодар	0,970	100	»	99,7	0,3	98,6	1,3	92,7	7,3	100	Нет
»	Темрюк	1,626	100	»	99,7	0,3	97,4	2,6	97,1	2,9	94,2	5,8
Чорох	Батуми (1956 г.)	0,065	100	»	94,5	5,5	80,8	19,1	63,5	37,0	68,7	31,3
»	» (1957 г.)	4,219	Нет	»	99,0	1,0	98,4	1,6	Не опред.		Нет	Нет

мического анализа. Группа Cr, Ni, Be, Ga, Zn также переносится практически в составе взвесей, но кое-когда образует и растворы; в появлении последних, однако, пока нельзя уловить ясно выраженных закономерностей, а количество растворенного материала всегда невелико и уступает количеству взвешенного. Начиная с Fe, в ряду идут элементы, растворы которых улавливаются всегда, хотя и убывают при возрастании масс взвешенного материала; при этом по мере перемещения в ряду слева направо роль растворов в миграциях элементов все возрастает. А так как растворы являются гораздо более подвижной формой миграции элементов сравнительно со взвесями, то указанный ряд может быть назван рядом подвиж-

Таблица 9 (продолжение)

Река	Пункт взятия пробы	Мутность, г/л	Sh		Ba		Cu		Sr	
			Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы
Припять	Чернобыль	0,005	12,0	88,0	6,9	93,1	6,3	93,7	1,7	98,3
Днепр	Верхнеднепровск	0,024	28,6	71,4	20,5	79,5	12,6	87,4	12,5	87,5
»	Херсон	0,027	20,0	80,0	7,7	92,3	14,8	85,2	4,9	95,1
Дон	Аксай	0,078	40,0	60,0	35,4	64,6	18,0	82,0	7,8	92,2
»	Донская	0,155	76,0	24,0	71,7	28,3	46,8	53,2	37,6	62,4
Дунай	Измаил	0,179	78,0	22,0	56,5	43,5	42,2	57,8	36,1	63,9
Рион	Цхакая	0,251	100	Нет	68,5	31,5	64,0	36,0	50,2	49,8
Кубань	Краснодар	0,970	100	»	94,2	5,8	90,7	9,3	82,9	17,1
»	Темрюк	1,626	98,6	1,4	93,3	6,7	90,7	9,3	87,4	12,6
Чорох	Батуми (1956 г.) .	0,065	69,0	31,0	41,2	58,8	35,5	64,5	26,0	74,0
»	» (1957 г.) . . .	4,219	Нет	Нет	98,1	1,9	97,5	2,5	80,4	19,6

пости элементов третьей группы в современных физико-географических условиях.

Обе установленные закономерности имеют еще и другой более глубокий смысл. Распределение элементов в ряд геохимической подвижности демонстрирует влияние индивидуальных физико-химических свойств элементов на их миграционную способность в условиях поверхности Земли. Уменьшение же подвижности *всех вообще элементов* при движении слева направо на нашей диаграмме (фиг. 10), т. е. по мере общего увеличения массы переносимых взвесей, свидетельствует о влиянии физико-географических условий на формы миграции элементов и, в частности, о влиянии тектонического режима, определяющего характер рельефа водосборных площадей, а отсюда и массы приводимого в движение взвешенного материала. *Так, в формах миграции элементов сказываются влияния и собственных их физико-химических свойств и физико-географической обстановки, в которой элементы мигрируют.* Подчеркнуть наличие и очень важную роль именно второго фактора — геологической среды — особенно необходимо потому, что до сих пор в геохимических работах, вслед за

В. М. Гольдшмидтом и А. Е. Ферсманом, принимается во внимание лишь фактор физико-химический, собственные химические свойства элементов, и игнорируется воздействие геологической среды, в которой миграция элементов происходит. Такой подход, как можно видеть из вышеизложенного, принципиально неправилен и является причиной неудач всех дотеперь предложенных конкретных схем химической дифференциации веществ в процессе седиментогенеза.

Минералогические формы элементов, переносимых в виде взвесей, разнообразны. У железа это, прежде всего, гидрогетит разной степени обводнения, а также силикатные и алюмосиликатные, полувыветрелые и выветрелые минералы: роговые обманки, гидрослюда титано-магнетит, магнетит, кое-где недоразложенный пирит.

Малые элементы переносятся, частью входя в решетку неразложенных минералов магматических, метаморфических и осадочных пород, частью же в адсорбированном состоянии на поверхности мицелл глинистых минералов, а также железистых, марганцевых и кремневых гелей.

М. А. Глаголевой показано, что в изученных ею речных взвесах в поглощенном состоянии находятся Cr, Ni и отчасти медь (табл. 10).

Т а б л и ц а 10

Малые элементы в составе поглощенных оснований
(в $10^{-4}\%$)

Река	Пункт взятия пробы	Cr	Ni	Cu
Кубань	Краснодар	5	6	2
Чорох	Батуми	5	5	4
Дунай	Измаил	5	Нет	2
Рион	Цхакая	5	6	Нет
Дон	Донская	4	6	»

Из сопоставления с общим содержанием этих элементов во взвесах (табл. 7) видно, что масса их в виде обменно-поглощенных катионов очень невелика.

Последнюю — четвертую группу компонентов речного стока образуют кварц и разнообразные силикатные и алюмосиликатные минералы. Растворимость этих компонентов в воде, как правило, ничтожна (кварц), а для большинства силикатных минералов и вовсе равна нулю (?). Естественно, что соединения четвертой группы переносятся в реках только двумя способами: в виде тонкой взвеси и в виде более грубозернистого материала, перемещаемого волочением по дну. При этом разные минералы неодинаково распределяются между этими двумя формами транспорта. Минералы глин — каолин, гидрослюда, монтмориллонит, а также цеолиты и другие идут преимущественно во взвешенном состоянии, ибо они способны к расщеплению на мельчайшие чешуйки. Напротив, кварц, полевые шпаты и минералы тяжелой фракции идут главным образом в составе влекомого материала, ибо обладают меньшей способностью к дроблению. Целиком волочением по дну перемещаются также крупные обломки пород.

Сказанное позволяет сделать несколько выводов, имеющих существенное значение для понимания процессов осадкообразования в конечных водоемах стока.

1. За исключением весьма ограниченного круга легко растворимых веществ, как KCl, NaCl, MgSO₄, CaSO₄, вся остальная, подавляющая по весу масса материала транспортируется одновременно и в форме растворов и в виде механически взвешенного и влекомого материала, либо даже только механическим путем. К числу компонентов со сложными формами перемещения принадлежат CaCO₃, MgCO₃, соединения Fe, Mn, P, SiO₂ и малые элементы, т. е. все такие вещества, которые до недавнего времени было принято относить в группу переносимых в растворенном состоянии.

2. Значение разных форм переноса в миграции веществ определяется их растворимостью: чем менее растворимо соединение, тем большую роль в транспорте его реками играет механический перенос, и наоборот. С этой точки зрения рассмотренные выше четыре группы компонентов образуют последовательный ряд, на одном конце которого стоит четвертая группа компонентов — с практически нулевой растворимостью, на другом же конце первая группа компонентов — с максимальной растворимостью в воде.

3. Минимальное значение механический перенос отдельных компонентов имеет в равнинных реках, максимальное — у рек горных.

Иными словами, по мере увеличения тектонической активности территории, по которой течет река, в перемещениях даже таких «хемогенных» компонентов, как CaCO_3 , все большее значение приобретает механический перенос в виде взвесей. У горных рек в ряде случаев механический транспорт Fe, Mn, P и малых элементов вообще становится единственно значимой формой.

4. *Формы миграции отбельных компонентов в реках гумидных зон определяются, следовательно, сочетанием влияний как их индивидуальных физико-химических свойств, так и физико-географической среды, в которой миграции происходят.* На этот второй фактор до сих пор не обращается внимания, а между тем, как увидим ниже (том II, гл. III), только привлечение его дает возможность истолковать картину распределения рассеянных содержаний элементов в разнотипных гумидных осадочных толщах (формациях).

2. Формы переноса органического вещества в реках гумидных зон; его влияние на подвижность химических элементов

Поверхность гумидных зон уже издавна, по крайней мере с конца силура, покрыта густым плащом растительности, прерываемым лишь на вершинах высоких гор; наличие его — характерная особенность этих поясов. При отмирании растительности образующее ее органическое вещество частью переходит в раствор (фульвокислоты, гуминовые кислоты), частью распадается на более или менее крупный детрит; и то и другое смывается дождевыми и снеговыми водами в реки и переносится ими одновременно с минеральными компонентами. При этом, как уже давно было отмечено, наличие растворенной органики оказывает совершенно ясное влияние на подвижность многих элементов. Все это заставляет отдельно и специально рассмотреть вопрос о переносе органического вещества и о его влиянии на миграцию минеральных компонентов.

Данные о нахождении органического вещества в природных водах суши были недавно сведены в обширной монографии Б. А. Скопинцева (1950).

Первостепенный интерес представляют для нас прежде всего определения органики в водах болот, которые часто являются материнскими для вод речных. Сведения об этом помещены в табл. 11.

Так как окисляемость (O_2 мг/л), по Б. А. Скопинцеву, приблизительно отвечает количеству $\text{C}_{\text{орг}}$ в мг/л, то отсюда следует, что содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ в болотных водах очень высоко — десятки миллиграммов на литр, а порой огромно — сотни миллиграммов на литр. Воды, столь обогащенные органическим веществом, — бурые, почти черные. При этом подавляющая масса органики находится в растворенном состоянии в виде фульвокислот и гуминовых кислот, что является причиной низких рН болотных вод: около 4—5, иногда ниже.

В речных водах содержание органического вещества обычно гораздо меньше (табл. 12).

Отличие по органическому веществу речных вод от болотных достаточно ясно: то, что для последних является нижним пределом, для речных — редко достижимым высшим. Просуммировав очень большой материал по окисляемости речных вод, Б. А. Скопинцев показал, что средние содержания органического углерода за год колеблются в них от 4,5 до 23 мг/л, чаще всего около 10 мг/л; в органическом веществе это отвечает примерно 20 мг/л. При этом, в указанные величины входит как растворенное, так и взвешенное органическое вещество.

Для наших целей исключительный интерес представляют соотношения между растворенной и взвешенной органикой. С этой точки зрения все

Таблица 11

Окисляемость в болотных водах
(по Б. А. Скопинцеву)

Водоём	Время исследования	Окисляемость, O ₂ мг/л
Луцинское торфяное болото Московской обл. . . .	Лето 1922, 1923 гг.	38,9—133,4
Болото около оз. Глубокого Московской обл. . . .	Лето 1924 г.	72,9—159,6
Торфяной карьер у с. Косино	» 1943 г.	44,6
	» 1944 г.	26,5
	» 1946 г.	15,3
	» 1947 г.	44,8
Дегтяревское болото Свердловской обл.	—	417,0
Болота в долине р. Оби и ее притоков	Лето 1927 г.	22,7—88,0

Таблица 12

Содержание C_{орг} в речных водах
(по Б. А. Скопинцеву)

Рена	Проба	Пункт взятия пробы	Дата	C _{орг} , мг/л
Волгуша	а	с. Муханка	Август 1940 г.	1,8
	б			1,7
Дубна	а	с. Вербилки	Сентябрь 1940 г.	4,3
	б			3,3
Москва	а	г. Звенигород	Май 1940 г.	5,8
	б			5,3
»	а	»	Август 1940 г.	3,9
	б			2,5
Ока	а	г. Кашира	Сентябрь 1940 г.	3,2
	б			2,1
Тверца	а	г. Калинин	Август 1940 г.	14,6
	б			15,2
Волга	а	»	»	5,8
	б			4,3
Клязьминское водохранилище	а	с. Осташково	»	9,6
	б			7,2
Висконсин			Август 1923 г.	15,2*
»			Ноябрь 1923 г.	9,8
Яхара			Июль 1923 г.	9,6

* Бурые воды.

реки подразделяются (по Б. А. Скопинцеву) на две группы: к первой относятся реки равнинные, лежащие в лесной умеренной полосе, ко второй — реки горные.

«В реках первого типа преобладают истинно и коллоидно-растворенные органические вещества, главным образом гуминовые соединения; увеличение их в речной воде, обусловленное поверхностным стоком, идет (в годовом цикле. — *Н. С.*) постепенно и обычно совпадает с подъемом уровня в реке или немного отстает от него. Уменьшение органического вещества, обусловленное спадом воды, идет медленно и отстает от уровня; в результате контуры кривых изменения содержания органического вещества растянуты» (Скопинцев, 1950, стр. 120).

Особенно богаты органическим веществом, по В. И. Вернадскому, приполярные и тропические равнинные реки Америки и Африки. В реках Финляндии на органическое вещество приходится от 40 до 50% сухого остатка, в Южн. Америке — до 70%. Обогащение органикой приполярных рек обусловлено, видимо, низкой годовой температурой, что тормозит разрушение органических соединений. В тропической зоне богатство рек растворенным C_{org} обязано исключительно большой годовой продуктивности лесной флоры, что вызывает соответственно очень высокий отпад растительных остатков (до 100—200 т/га).

В реках горной группы «главная масса органического вещества входит в состав взвешенных частиц, сносимых потоками с поверхности; часть его, приходящаяся на растворенную органику, незначительна. При этом как нарастание, так и уменьшение органического вещества в реке, обусловленное изменением поверхностного стока, происходит обычно значительно быстрее, и максимальная точка данной кривой обычно наступает раньше достижения наибольшей высоты стояния воды в реке. Колебания крайних значений содержаний органического вещества в воде этих рек намного больше (чем в первой группе. — *Н. С.*), кривые имеют острые контуры, обычно многовершинные, и совпадают с кривой содержания в реке взвешенных веществ» (Скопинцев, 1950, стр. 120).

При изучении форм миграции веществ в реках Черноморского бассейна М. А. Глаголевой были определены также и содержания C_{org} во взвесах и

Таблица 13

Формы миграции органического вещества в реках Черноморского бассейна

Река	Пункт взятия пробы	Мутность, г/л	Форма миграции органического вещества	
			Взвеси, в % от общей массы C_{org}	Растворы, в % от общей массы C_{org}
Припять	Чернобыль	0,005	Не опред.	
Днепр	Верхнеднепровск	0,024	17,8	82,2
»	Херсон	0,027	19,6	80,4
Дон	Аксай	0,078	27,6	72,4
»	Донская	0,155	44,5	55,5
Дунай	Измаил	0,179	35,7	64,3
Рион	Цхакая	0,251	67,1	32,9
Кубань	Краснодар	0,970	91,8	8,2
»	Темрюк	1,626	89,6	10,4
Чорох	Батуми (1957 г.)	4,219	95,5	4,5

растворах, а также вычислены процентные количества взвешенной и растворенной органики. Результаты пересчетов, сведенные в табл. 13, полностью подтвердили выводы Б. А. Скопинцева.

По мере возрастания мутности воды от равнинных рек к горным, роль растворенного органического вещества резко падает, а взвешенного растет, причем характеристика этого явления в данном случае выражена уже не качественно («много», «мало» и т. д.), а количественно.

Удалось показать также ясное влияние растворенной органики на формы миграции некоторых элементов.

Это видно прежде всего из того, что значительные количества элементов мигрируют в виде металлоорганических соединений. В днепровской воде (у Верхнеднепровска) были определены общие количества Fe, Mn Ni и Cu в растворе и количества их, связанные с гуминовыми кислотами, извлеченными из раствора петролейным эфиром. Результаты оказались следующими (табл. 14).

Таблица 14

Содержание Fe, Mn, Ni, Cu в гуминовых кислотах и в растворе днепровской воды в мг/л

Fe		Mn		Ni		Cu	
Всего в растворе	В гуминовой кислоте	Всего в растворе	В гуминовой кислоте	Всего в растворе	В гуминовой кислоте	Всего в растворе	В гуминовой кислоте
0,150	0,094	0,013	0,007	0,0020	0,0015	0,0020	0,0009

Таким образом, свыше половины общего количества растворенных в днепровской воде Fe, Mn, Ni, Cu перемещается в виде гуматов. Вполне вероятно, что аналогично переносятся и многие другие элементы.

Но органическое вещество воздействует на формы переноса еще и иным путем, а именно — увеличивая относительное значение растворов сравнительно со взвесями. Это обстоятельство демонстрируется табл. 15.

Таблица 15

Влияние органического вещества на формы миграции некоторых элементов, в %

Река	Пункт взятия пробы	С орг. в % к растворенному веществу	Fe		Mn		P	
			Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы	Взвеси	Растворы
Припять	Чернобыль	10,60	25,8	74,2	72,7	27,3	—	—
Днепр	Верхнеднепровск	5,20	80,8	19,2	80,6	19,4	—	—
»	Херсон	4,00	64,7	35,3	40,0	60,0	—	—
Дон	Аксай	2,20	88,4	11,6	60,0	40,0	46,2	53,8
»	Донская	2,18	91,2	8,8	76,9	23,1	53,9	46,1
Дунай	Измаил	1,96	96,8	3,2	96,6	3,4	75,0	25,0
Кубань	Темрюк	1,44	98,0	2,0	95,7	4,3	87,0	13,0
»	Краснодар	0,87	98,7	1,3	97,7	2,3	90,2	9,8

Из цифр табл. 15 для Fe и P совершенно ясно видно, что с повышением содержания растворенного органического вещества повышается и содержание растворенных соединений обоих элементов, т. е. возрастает их

геохимическая подвижность в условиях гумидных поясов. Для фосфора это объясняется наличием его стойких органоминеральных соединений; для железа частью той же причиной, частью защитным влиянием органических коллоидов на $Fe(OH)_3^{+3}$. В миграциях Mn та же закономерность проявляется менее четко и в более общей форме (противопоставлением первых пяти проб остальным трем), но это затушевывание четких связей коренится, по-видимому, в недостаточной точности определений Mn (особенно в растворах).

Едва ли можно сомневаться в том, что и в миграциях прочих малых элементов растворенное органическое вещество действует принципиально как стабилизатор их растворов, т. е. повышая их миграционную способность. Принимая это более чем вероятное допущение, нужно, однако, сейчас же подчеркнуть, что с наибольшей силой это мобилизующее влияние органики проявляется лишь в условиях равнинных, т. е. в областях вялых эпейрогенических движений, где содержание самой растворенной органики в водах максимально. С переходом во все более гористые районы, т. е. в области со все более энергичным эпейрогенезом, мобилизующее действие органики все ослабевает, ибо все большие относительные массы ее из растворов переходят во взвешенное состояние, физико-химически наименее активное. Это обстоятельство, с полной очевидностью вытекающее из приведенных выше данных, имеет огромное значение для понимания особенностей распределения элементов в древних гумидных отложениях, и мы еще вернемся к нему при анализе рассеянных содержаний малых элементов в породах угленосных толщ.

Т а б л и ц а 16

Содержание растворенного железа в реках, дренирующих болотистые площади
(по данным А. А. Петрова)

Место взятия пробы	Fe, мг/л
I. р. Большой Кас, 80 км от устья . . .	3,5—2,8
р. Малый Кас, приток р. Б. Каса . . .	5,6—6,3
Притоки р. М. Каса:	
Безымянка	4,2
Ключ в 1 км от Безымянки	7,0
Ключ слева от р. М. Каса	9,8
Другой ключ	14,0—10,5
II. Верховье р. Кети	7,0
Среднее течение р. Кети (у р. Лисицы)	1,75
Кеть у с. Колюшева (устье)	1,75
Притоки р. Кети в верховье:	
р. Язевая	7,0—5,25
р. Ломовая	7,0
р. Лисица, приток р. Кети в среднем течении	2,94
Елтырева, приток р. Кети в нижнем течении	2,8
Притоки р. Кети в приустьевой части:	
р. Исан	4,55—11,75
р. Кочурса	6,2—10,00
р. Пайдуган	2,87—11,75

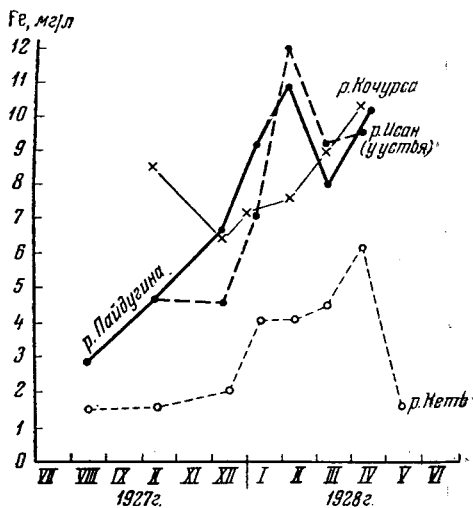
Максимально благоприятными для проявления мобилизующего действия органического вещества являются, очевидно, сильно заболоченные равнины гумидных поясов. Чтобы убедиться в этом, познакомимся с некоторыми деталями миграции железа в заболоченных районах.

Мы видели выше, что содержание Fe в речных водах очень невелико, составляя в среднем около 0,57 мг/л; но когда реки дренируют болотистые области, содержание железа в них резко возрастает и может достигать больших величин.

Одним из классических примеров является бассейн р. Оби, располагающийся своей средней частью среди колоссальной площади болот; в табл. 16 сведены данные по содержаниям растворенного железа в двух ее притоках — р. Кети и р. Б. Каса.

Как видим, количество растворенного железа в реках, текущих по заболоченной низине, доходит до 14,00 мг/л вместо 0,57 мг/л; к тому же нельзя утверждать, что эти цифры предельные и что в природе не встречается еще больших содержаний Fe в растворе. Этот факт имеет принципиальный интерес, ибо при концентрациях железа в 10—14 мг/л и выше, когда они сочетаются с невысокой общей мутностью рек, становится возможным говорить о рудных накоплениях железа в осадках за счет его миграций в растворенном состоянии.

В цифрах табл. 16 имеется и еще характерная черта, важная для понимания механизма переноса железа реками болотистых районов. Максимальное содержание растворенного железа наблюдается в воде мелких притоков магистрального потока, т. е. в речках, непосредственно питаемых грунтовой водой (фиг. 11). В магистральном потоке количества Fe всегда или почти всегда резко понижены по сравнению с притоками, причем вдоль магистрали они колеблются весьма прихотливо, не обнаруживая закономерных изменений по направлению к устьевой части магистрали. Эти особенности распределения растворенного железа имеют простую причину. Нужно иметь в виду, что железо выносятся из болот почти целиком в закисной бикарбонатной форме, сопровождаемая большими количествами CO_2 . При поступлении грунтовых вод в реку, что происходит преимущественно в верховьях магистрального потока и в верховьях притоков, CO_2 улетучивается, а кислород воздуха окисляет железо бикарбоната в окись его. При этом большая часть возникшей окиси, в силу малой ее растворимости, выпадает из раствора в виде геля, а остаток продолжает мигрировать с водой под защитой органических коллоидов или как железоорганическое соединение. Вот почему вода магистрального потока, удаленного от пунктов выходов грунтовых вод, обычно обеднена растворенным железом. Что касается резких колебаний содержаний железа по течению реки, то они вызываются частью впадением в магистраль отдельных притоков, богатых железом, частью высачиванием грунтовых железистых вод на отдельных участках русла магистрали. Вблизи пунктов такого местного питания содержание



Фиг. 11. Железо в р. Кеть и ее притоках (по И. Г. Юданову)

железа в водах магистрали, конечно, поднимается, но потом железо выпадает из раствора и количество его в воде опять понижается.

Справедливость такого истолкования режима железа в речных водах подтверждается непосредственными наблюдениями над реками, богатыми железом. «Необходимо отметить, — пишет И. Г. Юданов (1929) по поводу р. Оби и ее притоков, — что летом приходится наблюдать обильное выпадение «ржавца» в виде студенистых сгустков в каждом ключе и роднике, питающемся из болота, и во всех выходах грунтовых вод на берегу Оби и всех таежных рек. Там, где струя воды имеет быстрый ток, остается только ржавый налет на ложе, по которому следует вода, а в местах замедленного течения, обычно поросших осокой, вся вода как бы застывает, превращаясь в желеобразный сгусток, имеющий то бледно-коричневый, то интенсивно-ржавый цвет. То же самое, только не так резко выраженное, можно видеть при выходе грунтовых вод на берегу, который в таких местах покрывается ржавыми потеками и имеет скопления ржавчины в углублениях, где вода отстаивается...

«Особенно хорошо заметно бывает выпадение водной окиси зимой, в период сильного уменьшения кислорода перед замором (рыбы. — *Н. С.*), когда «ржавец»... создает тонкий налет на всех предметах, находящихся в воде, и окрашивает их в ржавый цвет, что видно также на всех рыбацких ловушках зимнего промысла... Вместе с тем вода в этот критический момент, когда содержание O_2 начинает измеряться количествами меньше $1 \text{ см}^3/\text{л}$, делается мутноватой, напоминающей собой эмульсию. Такое помутнение продолжается обычно недолго, около недели, после чего вода опять принимает свой обычный вид, в некоторых случаях совершенно обесцвечиваясь, а в других — сохраняет более слабое окрашивание, чем летом. Полное обесцвечивание наблюдалось на рр. Парабели, Валовской, а также в мелких речках — Исане и Кочурсе, когда они оставались в узкой борозде.

«...Обилие ржавчины можно наблюдать также в конце зимы около прорубей под снегом, когда вода, выступая на поверхность льда, замерзает только слегка и продолжает распространяться в снеговом покрове. В это время снег в таких местах легко проступается и нижний слой его, насыщенный водой, оказывается пропитанным ржавчиной. Образование ржавчины вокруг проруби распространяется в сторону, направленную вниз по течению, больше, чем все другие. Большое удобство для наблюдения этого явления в период его развития представляли гидрологические станции на р. Оби у д. Усть-Васюган и р. Васюгане, где исследования производились каждую декаду.

«Кроме того обращает на себя внимание также выпадение ржавчины с нижней стороны льда при разъедании его около берегов в местах выходов грунтовых вод, известных под названием «живцов». При этом характерно, что чем меньше остается льда при подтаивании его снизу, тем более делается он пористым и тем заметнее его поржавение, так как ржавчина заполняет все поры. Это явление наблюдалось на р. Васюгане, около левого берега, на месте гидрологической станции I, и на р. Оби, ниже устья р. Тыма, по правому берегу — у «живцов», где исследование воды, полученной от таяния пористого льда, показало содержание окисного железа около 150 мг/л воды» (Юданов, 1929).

Едва ли можно сомневаться в том, что заболачивание водосборных пространств и дренаж вод с большим количеством органического вещества благоприятно сказываются на усиленном выносе и других элементов, например Mn , иногда Al_2O_3 , тяжелых металлов (V , Cr и др.). Это обстоятельство представляет большой интерес для теории образования их рудных месторождений, и мы еще обратимся к нему при обсуждении процессов накопления названных элементов в отложениях гумидных поясов.

3. Осадкообразование и фазовая дифференциация осадочного материала при его переносе на водосборных площадях

В процессе переноса часть мобилизованного материала начинает осаждаться еще в пределах водосборной площади, тогда как другая продолжает мигрировать и, в конце концов, поступает в конечный водоем стока.

Начальный акт седиментации приурочивается к склонам и подножию всех положительных элементов рельефа — гор, холмов. Отложение здесь осуществляется из бесчисленных струек воды, которые стекают по склону после каждого дождя, а в умеренных широтах — и во время таяния снега. Характерную особенность осевого материала составляет то, что он исключительно обломочный — крупный, средний, мелкий; химическое и биологическое осаждение в сколько-нибудь заметной степени отсутствует. Таким образом *осуществляется отделение кластического материала от одновременно с ним мигрировавшего растворенного*. Насколько энергично идет этот процесс, видно из следующих сопоставлений: мутность стекающей со склона воды измеряется, по Г. В. Лопатину (1952), десятками и сотнями граммов на литр воды; мутность же реки, куда в конце концов сбрасывается стекающая со склонов вода, всего десятками и сотнями миллиграммов, редко граммами. Таким образом, *главная масса обломочного материала, приведенного в движение дождем, остается после его прекращения в пределах склона и его подножия, весь же растворенный материал уносится дальше*.

Дальнейшее осаждение локализовано в речной долине. Переносимый рекой взвешенный и влекомый материал в некоторой степени отлагается в пределах русла и поймы реки, образуя аллювий. Но растворенные вещества — SiO_2 , карбонаты, сульфаты, хлориды кальция, натрия, магния практически не осаждаются, что доказывается чисто обломочным характером аллювиальных отложений. Происходит это потому, что сульфаты и хлориды всех элементов, а также карбонаты Ca , Mg и SiO_2 , в подавляющем большинстве случаев весьма далеки от насыщения воды, а биологических экстракторов этих веществ в реках очень мало. Обычно лишь Fe^{2+} и Mn^{2+} , поступающие в реку из грунтовых вод, в некоторой мере переходят в твердую фазу, давая гелевые сгустки («ржавец»); но и эти сгустки лишь частично «застревают» в речном аллювии, по большей же части входят в состав взвеси и выбрасываются в конечный водоем стока.

Таким образом, при смыве и выносе с водосборных площадей растворенных и взвешенных веществ происходит грандиозный акт фазовой осадочной дифференциации: *растворенный материал в значительной мере отделяется от взвешенного и влекомого кластического: первый практически нацело удаляется с водосборных площадей в конечные водоемы стока, второй же в значительной части своей остается в пределах этих площадей*. Это обстоятельство определяет обломочную природу осадочных накоплений водосборных площадей (делювия, аллювия, пролювия) и создает возможности интенсивного формирования химико-биологических отложений в конечных водоемах стока — морях и озерах.

Насколько полно, однако, происходит отделение растворов от кластического материала в результате охарактеризованного акта осадочной дифференциации? Какие соотношения устанавливаются между растворами и кластической частью в устьевых частях речных водотоков? Ответить на эти вопросы позволяют подсчеты абсолютных масс взвешенных, влекомых и растворенных веществ, ежегодно сбрасываемых с континентов в Мировой океан. По данным Г. В. Лопатина (1950), эти массы таковы: влекомые наносы (*a*) составляют приблизительно 1000×10^6 т, взвешенные (*b*) — $12\,695 \times 10^6$ т, растворенные вещества (*c*) — 3600×10^6 т; стало быть, соотношения между ними равны — $a : b : c = 0,35 : 3,5 : 1,0$. Как видим,

несмотря на то, что значительная масса кластических частиц успела выбыть из путей миграции еще в пределах континента (делювий, аллювий), в составе осадочного материала, поступающего в бассейны в современный момент, все же явно преобладает кластический материал. Такая «структура» стока отвечает в общем высокому стоянию современных континентов. При этом на гористых участках соотношения еще сильнее меняются в сторону преобладания кластического материала — $a : b : c = 0,86 : 6,8 : 1,0$, тогда как на равнинах начинает преобладать сток растворенных веществ — $a : b : c = 0,05 : 0,56 : 1,0$. Иначе говоря, лишь на равнинах отделение растворов от кластического материала реально приводит к господству первых над последним; в горных же областях даже после осадения в путях переноса значительной доли кластических частиц они все же продолжают более или менее значительно преобладать над растворенным веществом.

Чрезвычайно интересные и важные для понимания бассейновой седиментации процессы происходят в устьевых частях рек, на стыке речной и морской воды.

Один из этих процессов состоит в механическом осаждении наиболее тяжелых и крупных частиц мути на стыке ее с морской водой. Каждый речной поток, впадающий в водоем, должен несколько потеснить прилегающие слои морской воды, чтобы стать на их место. При этом в силу своего меньшего удельного веса речная вода как бы всплывает над тяжелой морской водой и растекается по ней. Все эти процессы неизбежно вызывают некоторую потерю живой силы речной струи, замедление ее течения и отсюда потерю части несомого взвешенного материала. Реальным следом такого седиментационного процесса у рек, обладающих дельтой, является сама дельта, у рек с эстуариями — длинные языки алевритового материала, выступающие из речных устьев, как, например, у Днепра, Амазонки, Конго, Желтой и других рек, на что впервые, если не ошибаюсь, обратил внимание Ф. Шепард в 1932 г. Характерной чертой описываемого типа осаждения в приустьевой части реки является то, что оно затрагивает наиболее крупную, алевритовую и песчаную, часть взвесей, вовсе не касаясь наиболее тонкой — пелитовой и особенно коллоидной.

Другим типом осаждения в приустьевых частях рек является коагуляция наиболее тонкой субколлоидной части взвесей, а также и коллоидных растворов. Эти процессы были недавно изучены Б. А. Скопинцевым (1946, 1947, 1948) экспериментально, причем были установлены следующие закономерности.

1. Во всех опытах прибавка солей сопровождалась более или менее ясно коагуляцией взвесей и их более быстрым оседанием.

2. Интенсивность коагулирующего действия солей ясно зависела от исходной концентрации взвешенных веществ: чем выше эта концентрация, тем сильнее коагулирующий эффект солей; при очень низкой концентрации взвесей (десятки мг/л) коагулирующий эффект был равен нулю.

3. Полная коагуляция коллоидов происходила не при всякой концентрации солей, а лишь при некоторой минимальной, так называемой критической; в случае каспийской воды, например, она равна 1,56% при содержании взвесей 330 мг/л. Повышение концентрации солей сверх критической практически не оказывало влияния на процесс коагуляции.

4. Наличие органических веществ — и среди них гумусовых — даже в сравнительно небольших концентрациях тормозило коагулирующее действие солей. Особенно велико было тормозящее действие в случае малых концентраций взвесей.

5. Коагуляция заметно убыстрялась с повышением температуры.

6. Существенное значение имела также размерность взвесей; с укрупнением диаметров взвешенных частиц коагулирующий эффект падал. Так,

специальным опытом было показано, что соли практически не оказывают коагулирующего действия на взвеси в таких мутных водах, в которых частицы диаметром $< 10 \mu$ составляют лишь незначительную долю, хотя бы общая концентрация взвеси и была очень большой (в опыте — 100 мг/л).

7. Легкое перемешивание воды со взвесями увеличивает коагулирующее действие солей, резкое же перебалтывание дает снижающий эффект. Однако в обоих случаях наблюдаемые сдвиги невелики.

Все эти закономерности позволяют составить представление об истинном значении тех процессов коагуляции, какие имеют место в приустьевой зоне смешения речной и морской воды.

Зависимость коагуляции от массы внесенных частиц показывает, что взвеси, выносимые реками в моря, далеко не во всех случаях подвергаются коагуляции при встрече с морской водой. В меженное время, когда равнинные реки несут очень мало муты, — немногие миллиграммы на литр, — коагуляции в дельтовой области не происходит совсем; тонкие частицы полностью прорываются через зону смешения и уходят в море. В паводок при обилии муты (сотни мг/л) коагуляция в устье рек, конечно, должна иметь место, но происходит она лишь в первые моменты соприкосновения пресных вод с морскими, так как по мере удаления в море концентрация муты из-за громадного разбавления ее морской водой резко понижается и, значит, процесс коагуляции постепенно сходит на нет. У горных и подгорных рек, обладающих очень высокой мутностью и вместе с тем малым содержанием растворенных гумусовых веществ, «коагуляция», по Б. А. Скопинцеву (1946), протекает практически полностью и за срок меньше часа; критическая соленость около 1%. Однако и в этом случае во взвешенном состоянии остается еще в течение продолжительного времени некоторая (небольшая) часть мельчайших частиц, уносимых в открытое море.

У тех рек влажных климатов, северных и тропических, которые избыточно растворенным гумусовым веществом, коагуляция резко тормозится защитным влиянием органики и может приостановиться даже при очень высокой мутности воды, не говоря уже об обычных мутностях.

Наконец, по мере опреснения водоемов, т. е. по мере перехода к пресным озерам, в силу понижения концентрации электролитов в бассейне, коагуляция в устьевой части рек все ослабевает и стремится к нулю.

Из сказанного видно, что коагуляция в устьевых частях рек весьма чутко реагирует на особенности физико-химической среды в устьевых зонах и вовсе не имеет того громадного значения, какое ей до сих пор приписывается. Обычно большая (или даже подавляющая) часть субколлоидных взвесей и коллоидов проходит благополучно зону смешения и уходит в открытое морское пространство.

Очень интересна судьба растворенных веществ в устьевой части реки. Поскольку соединения первой нашей группы (KCl , $NaCl$, $MgCl_2$, $MgSO_4$, $CaSO_4$) находятся и в речной и в морской воде в состоянии крайнего недосыщения, очевидно никакого химического осаждения их в зоне смешения происходить не может. То же самое относится и к карбонатам Ca , Mg , поскольку они в реках гумидных зон находятся в резко недосыщенном состоянии. Сложнее обстоит дело с SiO_2 . По распространенным до сих пор взглядам, на стыке пресных речных и морских вод имеет место интенсивная коагуляция кремнезема. Более новые исследования Корренса (1940), Роя (1945), С. В. Бруевича (1953), Окамото, Окура, Гото (1957) и Краускопфа (1957) показали, однако, что кремнезем мигрирует в речных водах главным образом как ионный радикал в истинном растворе и что этот истинный раствор и в реке и в море чрезвычайно удален от точки насыщения. Это последнее обстоятельство, очевидно, исключает возмож-

ность химического осаждения SiO_2 в зоне стыка речных и морских вод. Нужно иметь в виду также, что осадка SiO_2 из пересыщенных растворов под влиянием электролитов протекает, по опытам Мура и Мейнарда (Moore Maunard, 1929), исключительно медленно, растягиваясь на многие месяцы. Очевидно, если бы даже садка SiO_2 в устьевых частях рек и была принципиально возможна, ничтожные сроки, в течение которых осуществляется смешение речных и морских вод, свели бы практически на нет реальную значимость этого процесса.

То же приходится принять для железа и марганца. Так как концентрации их в морской воде всего в 20—50 раз меньше их концентраций в речной воде, а разбавление речной воды морскойю в зоне стыка происходит в 50—100 раз, то мы, очевидно, имеем все основания объяснять убыль Fe и Mn в зоне стыка *смешением речной и морской воды*, не прибегая к их реальному химическому осаждению; интенсивность такого осаждения во всяком случае не может быть большой. Напротив, о судьбе растворенных малых элементов — V, Cr, Ni, Co и др. можно определенно утверждать, что они в некоторой мере абсорбционно захватываются коагулирующей в устьевой зоне силикатной мутью.

В общем же, хотя процессы химического осаждения в устьевой зоне смешения вод и имеют место, они едва уловимы при существующем состоянии знаний.

Наряду с механическим и химическим осаждением веществ, в устьевой зоне протекают также процессы биологического их извлечения. Как правило, приустьевые области отличаются интенсивным развитием планктона, особенно фитопланктона, в силу того, что вместе с речной водой идут высокие концентрации биогенных элементов — P, NH_3 , SiO_2 и др. Усиленно развиваясь в зоне стыка речных и морских вод, фитопланктон извлекает в большей или меньшей степени эти элементы и переводит их в новую форму, употребляя для строения своего тела. В дальнейшем клетки фитопланктона течением относятся в открытое море, отмирают и после разложения вновь отдают P, NH_3 , SiO_2 , Fe и прочие элементы в морскую воду. Эта сложная история биогенных элементов показывает, что *большая их часть поступает в пелагические зоны морей не в той форме, в какой они неслись рекой, а предварительно пройдя через тела организмов*. Как велика эта доля элементов, остается пока точно не выясненным.

Итак, подпруживание речного потока и отсюда садка более крупных частиц, несомых рекой; частичная коагуляция под влиянием электролитов наиболее тонкой — субколлоидной фракции взвеси и коллоидных частиц; химическое осаждение некоторой (крайне незначительной) части растворенных веществ; наконец, «биологическое извлечение» из воды ряда компонентов «планктонным фильтром» — вот процессы, количественно и качественно изменяющие в устьевой зоне тот осадочный материал, который несет в водоем река.

Для теории седиментогенеза существенно выяснение тех количеств несомого материала, какие садятся в устьевой зоне, ибо это дало бы представление и о тех количествах его, какие проходят дальше в бассейн и питают его. К сожалению, такого рода данные пока единичны и не всегда отличаются желаемой степенью точности; тем не менее и они представля-ют для нас исключительный интерес.

По недавно вышедшей сводке И. А. Самойлова (1952) оказывается, что кластический материал остается в современных дельтах в очень большой степени. Так, в дельте р. Нила из 54 млн. т твердых веществ, ежегодно поступающих в нее, садится около 28 млн. т, т. е. приблизительно 50% взвесей. Точно так же и относительно Янцзы-цзян считается, что она, «имея твердый сток 276 млн. т, оставляет ежегодно около половины песка и ила в дельте и в преддельтовом взморье» (Самойлов, стр. 392). В надводной

части дельты р. Шат-эль-араб с IV в. по наше время оставалось ежегодно в среднем 25% вносимого рекой твердого стока. Учитывая и подводную часть дельты, эту цифру надо повысить до 40—50% (?). У р. Куры в 1907—1940 гг. в грунтовом массиве дельты и предустьевого взморья ежегодно откладывался весь твердый сток реки, равный 37 млн. т. «Это, — пишет И. А. Самойлов, — заставляет прийти к предположению о значительном участии в грунтах дельты влекомых наносов, не учтенных в цифре твердого стока, определяемой по взвешенным наносам». Поскольку влекомые наносы составляют обычно не свыше 10—15% от взвешенных, то в дельте Куры остается, очевидно, до 85—90% общей массы взвесей. У р. Дона из твердого стока в 6,5 млн. т. 10% остаются на пойме, 15% откладываются в зоне предустьевого взморья. У р. Дуная в Киликийской дельте весь твердый сток рукавов (40 млн. т) остается в дельте и на ее взморье. Имеющий место вынос взвесей на юг, очевидно, компенсируется неучтенными влекомыми наносами рукава; иначе говоря, взвеси оседают здесь, вероятно, также на 85% и свыше. В Сулинской дельте Дуная соотношения иные. Если считать, что сулинский рукав за 1886—1941 гг. имел твердый расход, пропорциональный своему стоку, то получится, что вынос реки составляет 66,3 млн. м³, а общее отложение наносов 35 млн. м³, т. е. около 50%. У р. Вислы весь вынос за 1895—1929 гг. дал 90,5 млн. м³ (взвеси), но отложилось лишь 57 млн. м³, остальные 33,5 млн. м³ унесены ветровольным прибрежным потоком, иначе говоря, в дельте осело около 65% взвесей.

Как видим, у разных рек количество взвешенных наносов, задерживаемых в дельте, варьирует от 10—15 до 80—95%, в среднем же составляет примерно 50—60%.

Что касается растворенных веществ, то они оседают в дельтовой зоне в весьма незначительной степени. Наглядным показателем этого является то общеизвестное обстоятельство, что дельтовые отложения практически нацело слагаются чисто обломочными накоплениями — песками, алевроитами, глинами, и несут в себе лишь ничтожную примесь хемогенно и биогенно отложенных компонентов (CaCO₃, SiO₂) и др. Но в некоторых (единичных?) случаях биогенная садка растворенных соединений может идти весьма интенсивно. Это имеет место, например, с CaCO₃ в области дельты р. Кубани. По Н. Е. Ратманову, область ракушечника распространяется в зоне изобат 0—2 м вдоль всего морского края дельты Кубани, начиная от мыса Ахиллеон на восток до Ахтарей. Ракушечник состоит в основном из створок *Cardium edule* и др. Ежегодная продукция моллюсков в 20-километровой (по ширине) зоне вдоль 100-километрового протяжения морского края составляет около 0,8 млн. т. Принимая приблизительно такое же годовое отмирание и считая вес раковин в 40% веса моллюска, получаем массу ракушечника 0,32 млн. т CaCO₃. Между тем ежегодный внос CaCO₃ Кубанью составляет (по данным Еременко и др. 1953) 3,5 млн. т.

Таким образом, в дельте извлекается 10% вносимого рекою CaCO₃. И это при весьма интенсивном развитии бентоса в дельте. При обычной же плотности бентоса цифра уменьшается до немногих (2—3%) процентов.

Эти немногие проценты, по-видимому, и следует рассматривать как вообще меру интенсивности химико-биологического осаждения растворенных веществ в дельтовой области.

Учитывая, что взвешенные вещества, несомые рекой, на 50—60% осаждаются в дельтовой зоне, а растворенные — лишь на немногие проценты, следует признать, что в этой зоне продолжается и усиливается то отделение растворенных веществ от взвешенных (в подавляющей массе кластических), которое началось еще при делювиальном смыве и протекало в пределах речной сети.

III. МОРСКИЕ ВОДОЕМЫ КАК СРЕДА ОСАДКООБРАЗОВАНИЯ

То, что не успело осесть в речных долинах и в устьевой зоне рек, заканчивает свои миграции в конечных водоемах стока.

По физико-географическим признакам водоемы гумидных зон значительно варьируют; несмотря на это, общий ход осадкообразования в них достаточно сходен и не только в основных своих чертах, но и во многих деталях. Это обстоятельство позволяет при изложении общей схемы гумидного седиментогенеза ограничиться разбором осадкообразования лишь в морских водоемах, ибо в них возникла главная масса осадков гумидного типа.

Остановимся прежде всего на физико-географических и физико-химических чертах нормально-соленых морей как среды осадкообразования.

1. Морфология морей и ее связь с тектонической активностью субстрата

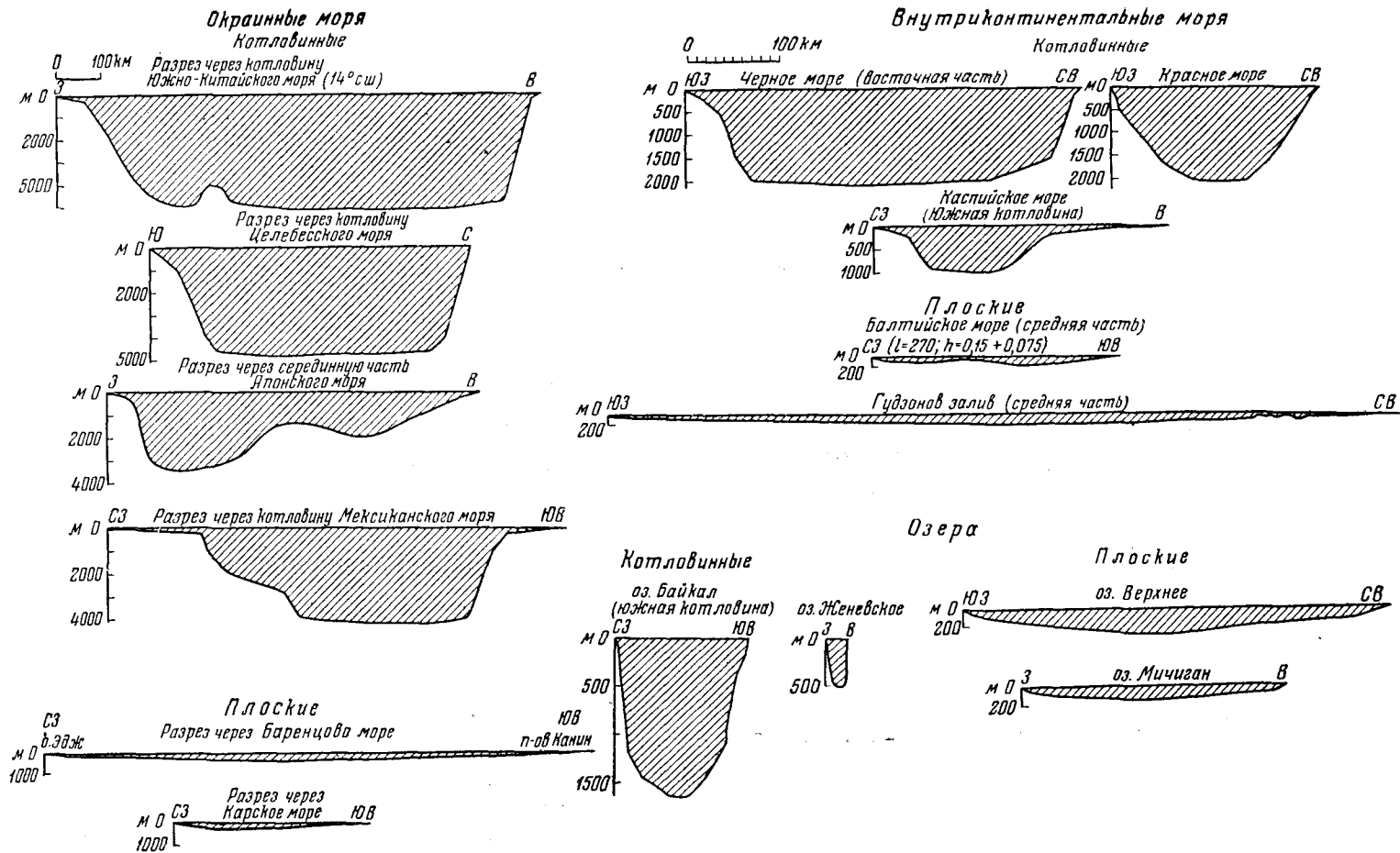
Морфологически среди морских водоемов различаются два типа — котловинные и плоские моря (фиг. 12 и 13). Ложе первых представляет глубокую, ясно выраженную депрессию или яму, с крутыми склонами и плоским дном; прибрежная шельфовая площадка на одних участках контура бассейна очень узка и глубины близко подходят к берегу, на других широка и котловина далеко отодвинута от него. Таковы Берингово, Охотское, Японское и другие бассейны, обрамляющие с востока Азию, моря Малайского архипелага, Мексиканское, Караибское и Багамское моря.

Плоские моря представляют собою мелководные водоемы с выровненным дном; по глубинам своим они укладываются в глубины океанического шельфа и представляют собою по существу участки последнего, отделенные от океанов цепочкой островов. Таковы моря: Северное, Баренцево, Карское, Лаптево, моря Баффинова архипелага.

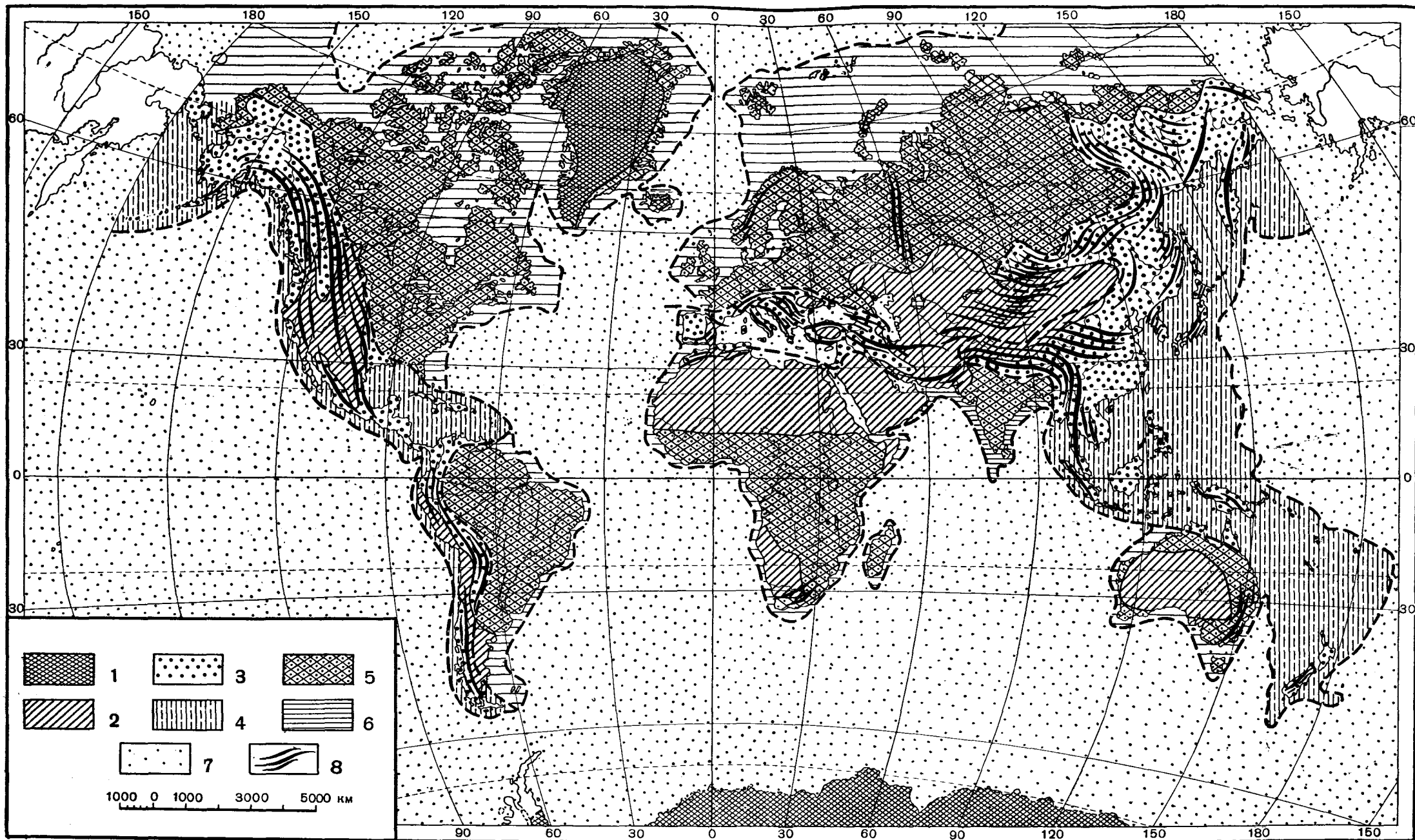
Морфологическим различиям котловинных и плоских водоемов отвечают различия тектонического режима областей их нахождения. Котловинные бассейны локализованы на площади альпийских горообразовательных движений как складчатых, так и глыбовых и представляют собою остаточные геосинклинальные водоемы, частью же новообразования типа грабенных проседаний. Тектоническая жизнь в районе их нахождения весьма активна, что выражается в частых землетрясениях и в значительном развитии вулканических извержений. Глубокие котловины морей сочетаются здесь с горным рельефом на водосборных площадях как в пределах континентов, так и на островах, грядами протягивающихся между котловинами; правда, на некоторых ограниченных участках водосборов с менее активными движениями уцелевают в качестве оазисов площади равнинного рельефа; кроме того, на сильно погруженных территориях расчлененной оказывается котловина самого моря, острова же малы и с рельефом слабо выраженным. Эти локальные модификации рельефа тектонически активных площадей хорошо видны на фиг. 12.

Плоские моря располагаются на площади древних (докембрийских) и молодых платформ, т. е. на участках земной коры тектонически мало активных, с вялыми эпейрогеническими движениями, без землетрясений и без эффузивной деятельности. Плоский рельеф морских котловин сочетается здесь с равнинным ландшафтом водосборных пространств.

Заметим это удивительное соответствие рельефа водосборов рельефу самого морского бассейна и обоих вместе — степени тектонической активности седиментационной области. Эта корреляция — отнюдь не специфическая особенность современного геологического момента, но существовала на протяжении всей истории Земли. Она является одной из фундаментальных закономерностей, управляющих седиментогенезом и помогающих находить связи между разными и на первый взгляд далекими процессами.



Фиг. 13. Профили через водоемы разного морфологического типа



Фиг. 12. Морфологические типы конечных водосемов стока

1 — площадь ледового осадкообразования; 2 — площадь аридного осадкообразования. Тектонически активные гумидные регионы: 3 — расчлененные водосборные площади; 4 — котловинные моря. Тектонически малоактивные гумидные регионы: 5 — плоские водосборные и шельфовые моря; 7 — глубоководное океаническое дно, частью в континентальный склон; 8 — горные хребты

Укажем сейчас же на одну такую связь. Мы только что видели, что при возрастании тектонической активности увеличивается расчлененность рельефа и усиливается денудация водосборных площадей; при этом транспортировка материала все больше принимает форму переноса механических взвесей. При уменьшении тектонической активности рельеф сглаживается, интенсивность денудации убывает и в составе транспортируемого материала все большую роль приобретают растворы. Эти закономерности показывают, что *различия морфологии морских бассейнов сопровождаются коррелятивно связанными с ними особенностями питания водоемов осадочным материалом.*

2. Основные черты гидродинамического режима морей

Для обоих морфолого-тектонических типов морских бассейнов характерен сложный гидродинамический режим, слагающийся из весьма разнообразных движений морской воды: волнений, течений, конвекционных токов, приливно-отливных движений.

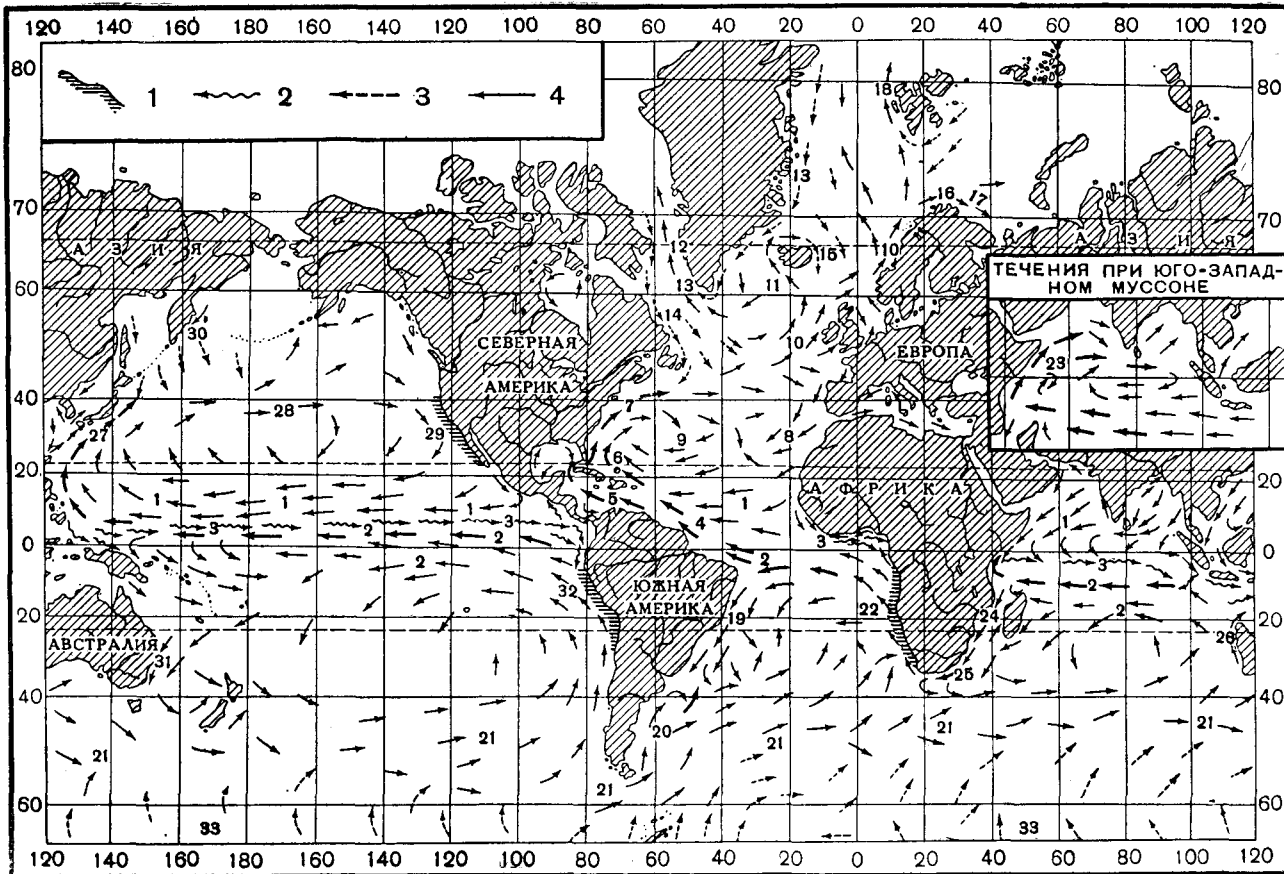
Как известно, волнения возникают благодаря ударам о водную поверхность движущихся масс воздуха, причем движения частиц воды в вертикальной плоскости имеют форму, приближающуюся к окружности. При длительном воздействии ветра на поверхность воды в ее верхних слоях постепенно возникает более или менее значительное одностороннее движение, «ветровое течение», быстро умирающее с прекращением ветра. Вглубь интенсивность волнений резко убывает, так что, например, если на поверхности воды радиус орбиты был 8 м, то на глубине 17 м он равен уже 4 м, на 34 м — 2 м, на 51 м — 1 м и т. д., а на глубине 153 м всего 16 мм. А так как запас энергии волны пропорционален квадрату ее радиуса (или высоты), то, очевидно, живая сила волн по мере перехода к более глубоким горизонтам воды быстро падает.

Постоянные течения по происхождению своему также связаны с действием ветров, но весьма длительно или даже постоянно дующих в одном направлении.

Динамика течений очень сложна в плане и по вертикали. В плане течения в замкнутом бассейне, взятые в совокупности, представляют собою обычно систему из нескольких колец движущейся воды, так связанных друг с другом, что получается одно большое результирующее кольцо бережного течения, располагающееся на некотором расстоянии от берега; фиг. 14 и 15 дают представление об этом. Участки внутри каждого кольца отличаются менее подвижной водой и носят названия халистаз.

В бассейнах, расположенных среди архипелага островов и соединяющихся друг с другом проливами, система течений становится особенно сложной. В центральной части каждого водоема, по Н. Н. Зубову, создается циклоническое движение воды (против часовой стрелки), причем в центре бассейна тяжелые глубинные воды поднимаются в виде купола; вокруг больших островов течения загибаются по часовой стрелке; если смотреть вдоль широкого пролива и вытянуть правую руку вперед, а левую назад, то направления вытянутых рук будут соответствовать направлению течений у берегов.

Поверхностные течения в морях находятся под значительным влиянием рельефа дна и меняют свое направление при переменах последнего. Отклоняющее воздействие рельефа зависит от величины угла склона, глубины, на которой склон находится, и ширины местности. *Чем глубже, тем большим должен быть уклон выступа, чтобы вызвать отклонение.* Так, на глубине в 3000 м минимальный уклон, способный создать отклонение течения, составляет $1/373$, на глубине же 5000 м — $1/224$ (Кленова, 1948). На одном и том же меридиане отклоняющее влияние рельефа мини-



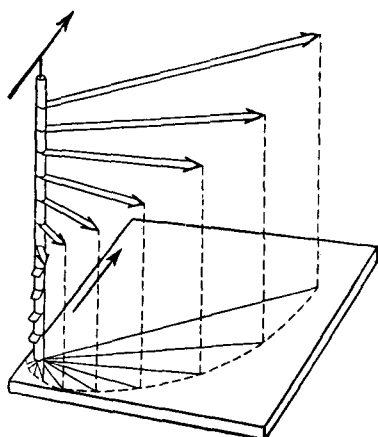
Фиг. 14. Течение на поверхности океанов

1 — подъем холодных глубинных вод на поверхность; 2 — экваториальное противотечение; 3 — полярное течение;
4 — течение в низких и средних широтах

мально в экваториальной зоне, максимально в высоких широтах. Воздействие рельефа дна приводит к ряду закономерных локальных отклонений в направлении течений. Так, если течение проходит над повышающимся дном, то возникает циркуляция, направленная по часовой стрелке, т. е. течение поворачивает вправо; на участках с понижающимся дном циркуляция направлена против часовой стрелки, т. е. течение поворачивает влево.



Фиг. 15. Течение Каспийского моря (по А. А. Михалевскому)



Фиг. 16. Изменения направления ветровых течений

Для понимания морского осадкообразования очень важна также структура течений на вертикальном разрезе. По Экману, ветер развивает тангенциальное давление на поверхность моря, равное приблизительно $0,032 V^2$, где V — скорость ветра в метрах в секунду. При этом под действием силы Кориолиса вода в открытом море движется под углом 45° к направлению ветра. С глубиной скорость движения воды убывает вследствие возрастающего трения, а угол отклонения увеличивается вплоть до того, что может возникнуть движение воды в обратном направлении (фиг. 16). На мелководье эти отклонения сравнительно незначительны. Табл. 17 иллюстрирует сказанное.

Сложная по вертикали структура течений доказывает, что схемой поверхностных движений воды еще нельзя полностью разъяснить распределение по дну внесенного в водоем материала. У глубоких водоемов постоянные поверхностные течения вообще не достигают дна, ограничиваясь верхними несколькими десятками или одной-полтора сотнями метров воды («висячие» течения).

Ширина, глубина и скорость течений варьируют в больших пределах. Так, Куро-Сию при своем зарождении в Восточно-Китайском море имеет ширину около 185 км, глубину около 700 м и скорость на поверхности 3 км/час (или 84 см/сек). По мере движения на северо-восток оно расширяется до 500 км, но глубина при этом убывает до 200 м, а скорость до 1—2 км/час (28—56 см/сек); при углублении скорость движения постепенно падает до нуля. Струя Голфстрима при выходе из Флоридского пролива имеет ширину 75 км при глубине 700 м и скорости течения на поверхности 6 км/час, а иногда и до 20 км (168—250 см/сек). По мере движения на

Результирующие скорости течений на ст. 317
(по Леку)

Глубина, м	Результирующее движение	Скорость, см/сек	Глубина, м	Результирующее движение	Скорость, см/сек
0	СВ	15,0	300	СВ	28,8
25	СВ	17,0	600	ЮВ	11,2
75	СВ	27,5	1000	ЮЗ	2,0
125	СВ	42,0	1500	ЮВ	5,0
175	В	43,0	2000	ЮЗ	3,0

северо-восток скорость постепенно убывает почти десятикратно. Размеры течений во внутриконтинентальных и краевых морях много меньше обеих указанных гигантских струй и измеряются в ширину немногими десятками километров, а в глубину десятками метров (иногда 2—3 сотнями). Но скорости движений воды на поверхности остаются все же достаточно большими — в десятки сантиметров в секунду, с прогрессирующим убыванием с глубиной. Так, в Японском море скорость поверхностного циркулярного течения колеблется между 30 и 90 см/сек, в Каспии достигает 30—40 см/сек; в Черном море средняя скорость кругового течения 50 см/сек, но при бурях достигает 100—150 см/сек (при ширине в 60 км); в Балтийском море скорость течений колеблется от 5 до 20 см/сек, но в проливах Каттегат поднимается до 60—160 см/сек.

Характерную черту циркулярных течений составляет изменчивость их траекторий в пространстве и во времени. Под влиянием перемен атмосферной циркуляции течение может то приближаться к берегу, то отходить от него на большое расстояние; смещения могут измеряться десятками километров. Направление поверхностного водотока может резко менять свои румбы (на десятки градусов). Скорость то резко возрастает (в штормы, когда ветер дует в направлении, близком к направлению течения), то сильно замедляется; короче говоря, течение пульсирует, как все вообще природные потоки воды.

Существенной особенностью морских течений является всегда присутствующая им турбулентность, выражающаяся в наличии вихреобразных движений водных масс в плоскости, перпендикулярной направлению течения. Таким образом, массы воды в течении не только перемещаются в горизонтальном направлении, но частично перемешиваются и в вертикальной плоскости. С увеличением скорости течения возрастает и его турбулентность.

Конвекционные термические потоки представляют собою системы вертикального перемешивания воды, вызываемые, как правило, сезонным охлаждением поверхностных ее слоев; иногда причиной конвекции служат тепловые токи, идущие со дна бассейна. У разных водоемов конвекционные течения имеют весьма неодинаковый характер. Обычно они доходят до дна, но скорость их ничтожна, а горизонтальная составляющая имеется лишь у конвекционных потоков крупных океанических бассейнов. На осадкообразовании они отражаются мало.

Что касается приливно-отливных движений, то в общей динамике морской воды они ясно выражены далеко не всегда и играют подчиненную роль.

Совокупность присущих бассейну движений воды мы будем называть в дальнейшем его гидродинамической активностью.

Для понимания осадочного процесса весьма важна количественная оценка гидродинамической активности как всего морского водоема в целом, так и отдельных его частей, на вертикальном разрезе через водную массу.

Из всей суммы движений основную роль в определении гидродинамической активности играют волнения и течения. Как известно, сумма кинетической и потенциальной энергии волны выражается формулой:

$$\epsilon = \frac{1}{8} \cdot h^2 L$$

где h — высота, а L — длина волны.

Давно замечено, что по мере уменьшения площади и глубины водоема высота и длина волн также уменьшаются, причем имеется ряд эмпирических формул (Стевенсона, Кузнецова и др.), выражающих влияние площади водоема на высоту волны. Не входя в обсуждение деталей этого вопроса, отметим лишь, что вследствие уменьшения величин h и L суммарные запасы кинетической и потенциальной энергий с убыванием размеров водоемов неизбежно падают. *Сокращающиеся по величине бассейны становятся одновременно все беднее потенциальной и кинетической энергией, теряют динамическую активность.*

Насколько значительны потери этой активности, видно из табл. 18, рассчитанной мною по немногим данным, сведенным в работе В. П. Зенковича (1946).

Таблица 18

Примерные величины полных энергий волн в водоемах разного типа

Бассейн	h , м	L , м	Полная величина ϵ
Океан в южных широтах . .	12—13	~400	8450—7200
Океан в крайних частях .	7—9	150—200	920—2025
Черное море, открытая часть	2,5	30	23,4
Каспий, ракушечный рейд . .	2	10	5
Каспий, открытая часть (южная треть)	4—6	60—80	120
Моря Дальнего Востока (штормы средней величины) . . .	6—7	100	360
Красное море, открытая часть	4,4	100	242

Что касается гидродинамической активности разных слоев воды, то из изложенных выше данных следует, что *наибольшей кинетической энергией отличаются верхние горизонты водной массы, наиболее интенсивно волнующие ветром и участвующие в течениях.* В глубь водной массы гидродинамическая активность ее резко понижается. Это обстоятельство позволяет выделить в вертикальном разрезе любого водоема две существенно различные зоны. В верхней сила движений воды такова, что подавляющая масса тонкозернистого мелкоалевритового и пелитового материала, вносимого реками и добываемого абразией берегов, находится во взвешенном состоянии и не может устойчиво осесть на дно; при тихой погоде взвесь оседает, но при волнении обычной силы вновь переходит во взвешенное состояние. В нижней зоне, напротив, сила движений воды уже недостаточна для перевода во взвешенное состояние мелкоалевритового и пелитового мате-

риала; он начинает здесь прочно оседать на дно в тем большей степени, чем больше углубляемся мы в эту зону. Верхнюю зону бассейнов поэтому можно назвать *зоной взмучивания* тонких частиц, нижнюю же — *зоной их осаждения*.

Понятно, что граница зон условна и несколько расплывчата и может колебаться внутри несколько метров или даже (у огромных водоемов) десятков их. У океанов граница зон находится на глубине 100—150—200 м; у внутриконтинентальных морей, типа Черного и Каспийского, она лежит на 25—40 м.

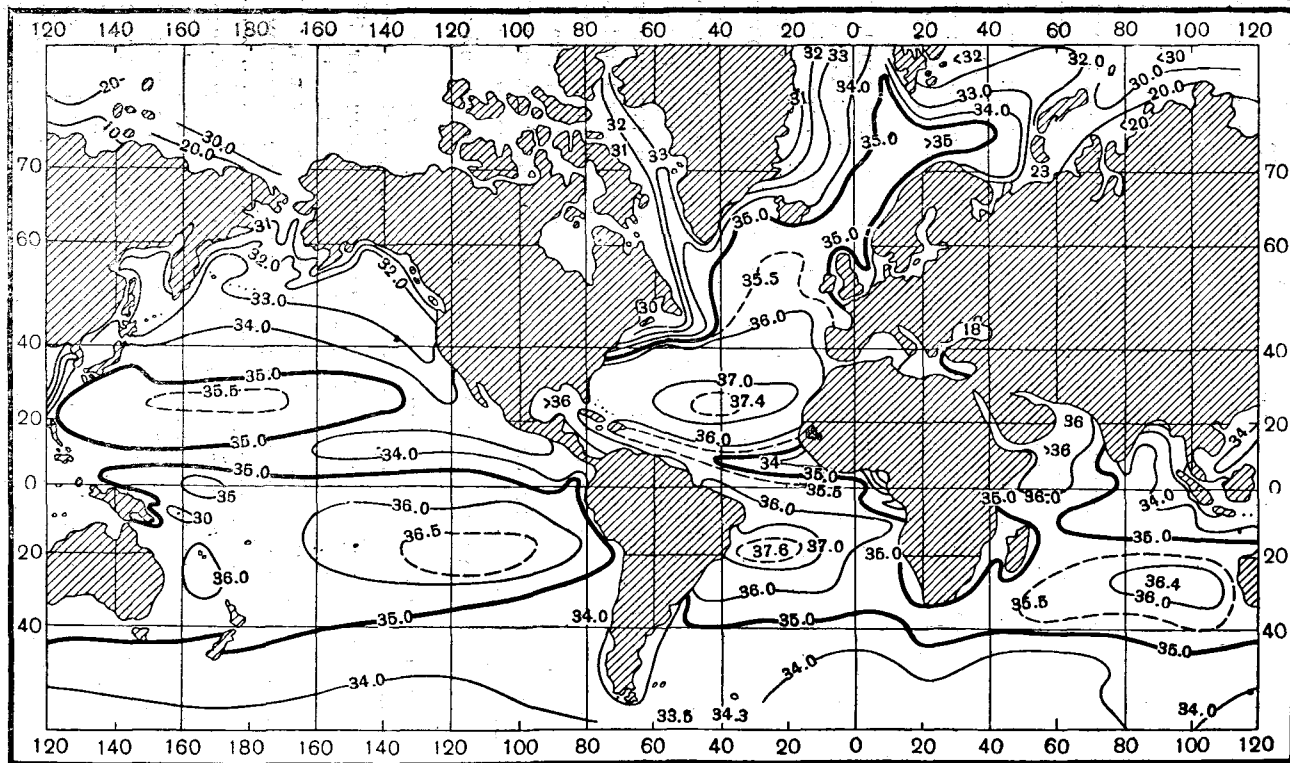
3. Основные гидрохимические черты морской воды

Общая соленость воды в поверхностных слоях современных океанов и окраинных морей в пределах гумидных зон колеблется от 32 до 35‰, в зависимости от географической широты места и от близости к берегу. Минимальные значения солености на поверхности свойственны центральным частям влажных областей, а также прибрежным зонам, опресняемым речным стоком (фиг. 17). С глубиной за пределами 100-метрового поверхностного слоя соленость океанической воды варьирует очень слабо, в пределах 34—35‰.

Несмотря на значительную минерализацию океанической воды, соленость ее обуславливается очень ограниченным числом солей: NaCl, KCl, MgCl₂, MgBr₂, MgSO₄, CaSO₄. В совокупности своей эти соли образуют 99,6% всей солевой массы океанической воды; на остальные 0,4% падают прочие элементы, обнаруженные в воде, числом около 80. Таким образом, *океаническая вода есть по существу хлоридно-сульфатный натриево-магниевый раствор, в котором в ничтожных концентрациях находятся соединения других элементов*. Этот раствор, несмотря на заметную соленость свою, весьма удален от насыщения основными солевыми компонентами. Даже самый трудно растворимый из них — CaSO₄ достигает насыщения лишь при 4-кратном (примерно) упаривании воды. В связи с этой резкой ненасыщенностью стоит известная специфическая особенность океанической воды: при колебаниях ее солености (от 38 до 32‰) соотношения основных солей, перечисленных выше, остаются строго постоянными; происходит как бы то простое разбавление раствора дистиллированной водой, то простое извлечение растворителя.

В хлоридно-сульфатном натриево-магниевом растворе находятся в ничтожных количествах все остальные элементы, которые могут быть названы поэтому микроэлементами. Концентрации их колеблются от 65 до 0,00001 мг/л, обычно же в пределах 0,01—0,001 мг/л. Среди них присутствуют почти все элементы, теснейшим образом связанные с биосом, живым веществом, — так называемые биогенные элементы. Для микроэлементов характерно, что концентрации их и соотношения друг с другом и с основными солями весьма резко меняются от одной точки океанов к другой по географической широте, по глубине и на разных расстояниях от берега. Вместе с тем в годичном цикле абсолютные массы многих микроэлементов — по крайней мере в верхней 100-метровой зоне — испытывают резкие изменения. Все это создает крайне сложную и изменчивую картину геохимической жизни микроэлементов, над разъяснением которой собственно и работает химическая океанология. Заметим, что процессы химико-биологической седиментации почти целиком связаны с микроэлементами, приобретающими, таким образом, для литологии выдающийся интерес.

Наряду с минеральными соединениями, в океанической воде всегда присутствует в некотором количестве органическое вещество как в виде живых организмов, так и в растворенном состоянии. Биомасса организмов распределена весьма неравномерно, образуя области сгущения и разреже-



Фиг. 17. Распределение солёности (в ‰) на поверхности Мирового океана от 80° с. ш. до 60° ю. ш. (по Шотту)

ния. В. И. Вернадский различает планктонную поверхностную пленку сгущения живого вещества, отвечающую мощности водного слоя в 100 м, и донную пленку, представленную бентосом. Между этими зонами сгущения жизни лежит промежуточная зона разрежения биоса. У берегов, до глубин 100 м, обе пленки соединяются, и зона разрежения исчезает. В каждой из пленок максимальная плотность живого вещества приходится на прибрежную зону.

В водной массе океанов концентрация органического вещества невелика и составляет, по расчетам Б. А. Скопинцева (1950), всего около 2 мг/л. Но значение этого компонента в общей геохимии океанов определяется не этими малыми его количествами, а рядом характерных его свойств и особенностей, резко влияющих на геохимическую историю большинства элементов, растворенных в воде.

Одной из этих особенностей является избирательная способность организмов поглощать элементы, присутствующие в морской воде, и накапливать их в комбинациях, существенно отличных от имеющихся в окружающем растворе. Это наглядно видно из табл. 19, в которой элементарный состав некоторых планктонных и донных групп сопоставлен с распространением тех же элементов в океанической воде.

Таблица 19

Относительная концентрация элементов в морских животных¹
(Sverdrup, Jonston, Fleming, 1950)

Элемент	Копепода (по А. П. Виногра- дову)	Рыба (среднее)	Моллюски	Морская вода	Степень концентрации относи- тельно морской воды		
					Копепода	Рыба	Моллюски
Cl	194	—	180	180	1,1	—	1,0
Na	100	100	100	100	1,0	1,0	1,0
Mg	5,6	36	156	12,1	0,46	3,0	12,9
S	25,9	259	7,1	8,4	3,1	31	0,85
Ca	7,4	52	262	3,8	1,9	13,7	69
K	53,7	383	20	3,6	15	109	5,5
Br	1,7	—	—	0,6	3,0	—	—
C	1113	~4100	~480	0,26	4300	15 800	1 850
Sr	—	—	11	0,12	—	—	92
Si	1,3	—	—	0,001	13 000	—	—
F	—	—	69	0,01	—	—	6 900
N	280	1276	107	0,001	280 000	1 276 000	107 000
P	24,1	256	6	0,0001	241 000	2 560 000	60 000
J	0,04	—	—	0,0005	80	—	—
Fe	1,3	1,3	0,23	0,0002	6000	6 000	1 000
Mn	—	0,0008	—	0,0001	—	8	—
Cu	2	0,008	0,43	0,0001	—	80	43 000

¹Содержания Na приняты за 100.

Избирательный характер извлечения организмами элементов из воды совершенно ясен.

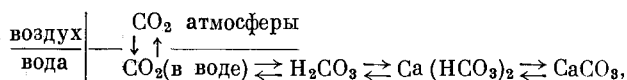
Другую, не менее важную черту «живого вещества» составляет его непрерывное активное взаимодействие с окружающим раствором. Оно осуществляется прежде всего в процессе обычного обмена веществ со средой. Непрерывно некоторые вещества из среды поступают в организм в процессе питания, другие выбрасываются в воду в процессе дыхания и вы-

деления экскрементов. В составе этих веществ имеются общие элементы (например N, P, SiO₂, Fe, Mn и др.), которые, следовательно, то поступают в организмы, то извергаются из них, проделывая тем самым малые циклы своей биохимической истории. После смерти организмов составляющие их элементы целиком (или в подавляющей степени) возвращаются в воду, из которой затем поступают в тело других организмов. Так осуществляется большой биохимический круговорот элементов. К сожалению, пока нет точных цифр, которые характеризовали бы интенсивность круговорота вещества в малых циклах (в метаболизме). Что же касается интенсивности большого цикла, то выражением его до известной степени может являться скорость размножения тех или других групп организмов. Исследования по этому вопросу были предприняты биологами Всесоюзного института рыбного хозяйства и океанологии, причем оказалось, что в Каспийском море, например фитопланктон дает в общем 300 поколений за год, зоопланктон — 30, зообентос — 4, фитобентос — 1, рыбы — 0,5 и морской зверь — 0,35 (Бруевич, Аничкова, 1941). Таким образом, наибольшая оборачиваемость вещества за год характерна для планктонной пленки «живой материи», наименьшая — для донной пленки.

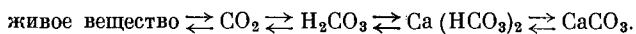
Для физико-химии современных океанов типичен не только определенный солевой состав, но и газовый режим, характеризующийся *повсеместным наличием больших, а иногда и очень больших масс свободного кислорода, при отсутствии H₂S и сравнительно малом содержании CO₂*. Океанические воды — это воды хорошо вентилируемые вплоть до дна, благодаря хорошо развитой системе не только горизонтальной, но и вертикальной циркуляции.

Для литологии это обстоятельство важно потому, что определяет, с одной стороны, повсеместное распространение жизни, с другой — характер садки многих растворенных веществ, как Fe, Mn и др. Очень важно и то, что кислород, обильно присутствующий в придонных водах, проникает частично и в верхние слои осадка на глубину от нескольких сантиметров до нескольких десятков их. Эта верхняя окисленная пленка окрашена обычно в охристые, ржавые и буроватые тона, обязанные присутствию высших окислов Fe и Mn. Ниже, благодаря разлагающемуся органическому веществу, илы теряют кислород, и начинается восстановительная зона, окрашенная в синевато-серые, черные, черно-синие и зеленоватые тона. Граница окислительной и восстановительной зон в океанах лежит, следовательно, в толще осадков, ниже поверхности раздела вода — осадок, то приближаясь к этому разделу, то пускаясь вниз от него.

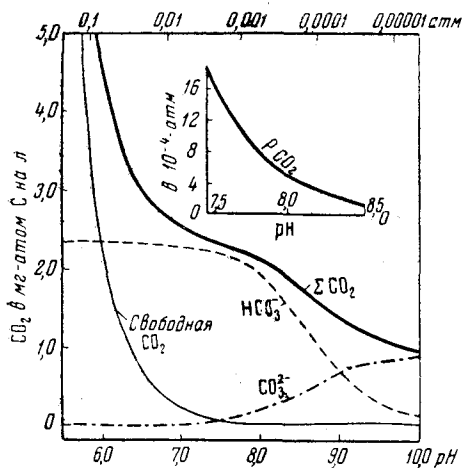
Щелочнокислотный режим океанов, как известно, обязан присутствию в воде солей, представляющих соединения сильных оснований со слабыми кислотами; таковы карбонаты Ca и Mg, бораты, силикаты щелочей. Но так как концентрация боратов и особенно силикатов совершенно ничтожна, то практически основным, решающим регулятором условий pH являются карбонаты. Повышение или понижение их общего количества в воде, соотношения между взаимосвязанными ионами CO₃²⁻, HCO₃¹⁻ и свободной CO₂, меняющиеся с изменениями температуры и солёности воды, все это сейчас же ведет к сдвигам активной реакции воды то в сторону увеличения щелочности среды (pH растет до 8, 2—8,3), то в сторону понижения щелочности (pH падает до 7,8—7,7) (фиг. 18). Но карбонаты, растворенные в воде, сами связаны через CO₂, с одной стороны, с атмосферой по схеме:



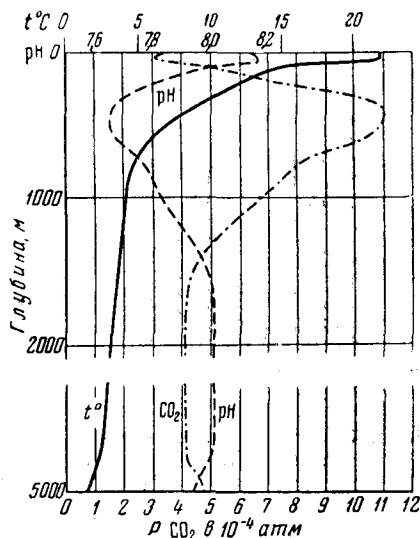
а с другой стороны, с живым веществом:



Связь с атмосферой происходит через диффузию газообразной CO_2 в одних случаях из воды в атмосферу, в других — в обратном направлении. Так как диффузия эта осуществляется весьма медленными темпами, естественно, что и связь щелочно-кислотного режима моря с атмосферой принадлежит к числу медленно действующих механизмов или реакций. Если бы в воде возникли каким-либо путем большие массы свободной углекислоты, то они лишь очень медленно, в течение многих лет, смогли бы рассеяться путем выделения CO_2 в атмосферу. Напротив, взаимодействие CO_2 с живым веществом протекает исключительно быстро, так что, например, летом в течение суток, на свету, под влиянием фотосинтеза газовая



Фиг. 18. Формы углекислоты в морской воде (при содержании $\text{Cl} = 19,00\text{‰}$ и температуре 20°C как функция рН и парциального давления— $P \text{CO}_2$)



Фиг. 19. Вертикальное распределение углекислоты, температуры и рН в средней части Атлантического океана (по Ваттенбергу)

CO_2 может полностью исчезнуть из воды и начнется даже разрушение бикарбонатов; ночью же под влиянием дыхания растений и животных свободная CO_2 может вновь в значительных количествах появиться в воде. При таких условиях суточные и даже годовые изменения щелочно-кислотного режима определяются в первую очередь и в подавляющей степени именно живым веществом, а не связью с атмосферой. Но вековые изменения CO_2 в атмосфере неизбежно, конечно, скажутся, хотя и с некоторым запозданием, на щелочно-кислотном режиме водоемов, либо повышая их щелочной резерв и соответственно понижая рН, либо действуя в противоположном направлении.

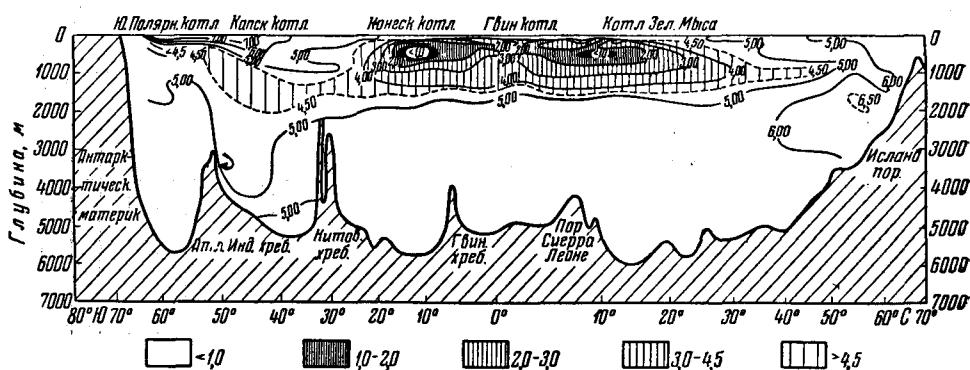
В целом щелочно-кислотный режим океанов, как видно из приведенных выше цифр, отличается устойчивой слабощелочной реакцией воды, то слегка усиливающейся, то ослабляющейся.

Окислительно-восстановительный режим океанической воды определяется в конечном счете содержанием растворенного кислорода.

Режим этот в морской воде имеет двойную связь — с атмосферой, через поглощение или выделение водой кислорода, и с живым веществом; эта последняя связь заключается в том, что в процессе фотосинтеза O_2 освобождается из CO_2 , в процессе же дыхания растений и животных кислород, напротив, потребляется и освобождается CO_2 . И опять-таки в силу мед-

ленности перехода газов из атмосферы в воду и обратно основную, решающую роль в суточном и годичном цикле окислительно-восстановительного режима водной массы моря играет «живое вещество».

Соотношения щелочно-кислотного и окислительно-восстановительного режимов океанов и морей иллюстрируются профилем (фиг. 19, 20) через Атлантический океан. В поверхностной зоне избытует O_2 , до $7,5 \text{ см}^3/\text{л}$; количество углекислоты понижено ($3 \times 10^{-4} \text{ атм}$), соответственно рН высокий (до 8,2); здесь высокая окисляющая способность воды сочетается со щелочным ее характером. В промежуточном переходном горизонте содержание O_2 резко падает до $2-1-0,5 \text{ см}^3/\text{л}$, окисляющая способность воды



Фиг. 20. Распределение кислорода в восточной половине Атлантического океана, от 80° ю. ш. до $70-65^\circ$ с. ш., по линии, приблизительно параллельной восточным берегам океана (по Ваттенбергу)

понижается; концентрация же CO_2 соответственно повышается до $8-12 \times 10^{-4} \text{ атм}$, что отражается в низком рН — до 7,6; здесь, стало быть, понижение окислительного потенциала среды сопровождается понижением рН.

В более глубоких слоях соотношения еще раз изменяются в обратном направлении: O_2 растет до $5 \text{ см}^3/\text{л}$, CO_2 несколько падает, рН растет. Таким образом, в условиях океанов увеличение содержания кислорода есть одновременно индикатор более щелочных условий, понижение O_2 — индикатор более кислых условий. Щелочной резерв естественно более или менее отражает соответствующие изменения рН, но в менее яркой форме, менее выразительно и часто с запозданиями.

Изложенная характеристика морских водоемов базируется целиком на данных по современным океанам и краевым морям. В истории Земли, благодаря необратимой эволюции физико-географических условий на ее поверхности, физико-химический облик морских водоемов, несомненно, менялся и в далеком прошлом, в архее, был заметно отличен от современного. Но для последнего этапа литологической эволюции, нас сейчас занимающего, от девона доныне, отличия от современности по всем признакам были минимальны. Во всяком случае, как мне уже приходилось не раз указывать, для этого этапа и общая соленость морской воды, и солевой ее состав, и обилие кислорода в воде, а также характер ее окислительно-восстановительных и щелочно-кислотных условий должны мыслиться близкими к современным показателям, настолько, что характер химико-биологической седиментации в ее основных, главнейших чертах оставался общим на всем протяжении этапа, варьируя лишь в относительно второстепенных деталях.

IV. ПРОЦЕССЫ ОБРАЗОВАНИЯ ОСАДКОВ В МОРСКИХ ВОДОЕМАХ

В самой общей схеме история веществ, внесенных в морские водоемы, выглядит так. Поступающий с суши материал разносится по всей акватории бассейна и осваивается им, т. е. смешивается с веществом, уже имеющимся в бассейне. Одновременно с разносом происходит механическое осаждение частиц, внесенных в водоем во взвешенном состоянии, и химико-биологическая садка растворенных в воде соединений с образованием новых твердых фаз, погружающихся на дно. В ходе осаждения всех этих компонентов осуществляется в большей или меньшей степени отделение их друг от друга, что и вызывает разнообразие возникающих в бассейне осадков.

В реальном течении бассейнового седиментогенеза эта общая схема обогащается множеством характерных деталей, облекающих ее плотью и кровью и делающих осадкообразование многогранным, полнокровным процессом.

Рассмотрим важнейшие из этих деталей, касающиеся вначале седиментации механически внесенных в водоем частиц.

1. Разнос и механическое осаждение кластического материала, поступившего в водоем

Разнос по акватории бассейна осуществляется совокупностью описанных выше движений воды: волнениями, приливно-отливными движениями, течениями, вертикальным перемешиванием.

Всякому волнению, создаваемому ветром, присуще и более или менее значительное одностороннее движение воды — «ветровое течение», способное перемещать взвешенный и растворенный в воде материал на значительные расстояния. При ветрах, дующих с берега перпендикулярно к нему или под каким-либо углом, всегда возникает, в качестве одного из составляющих, движение к центру моря, в пелагическом направлении. *Эти «сгонные течения» и являются главным и решающим фактором, переносщим материал от берегов к центру бассейнов и содействующим ассимиляции его водной массой последних.*

Работа приливно-отливных движений морской воды по существу аналогична деятельности сгонных течений. Набегая на берега и производя здесь значительное взмучивание, приливная волна затем уходит в открытое море, унося с собой захваченный взвешенный материал.

Влияние постоянных течений на разнос материала несколько иное, чем у волнений и сгонных течений. Постоянные течения придают несомому ими материалу определенное линейное распространение. В тех местах, где течение идет по контуру бассейна, оно содействует смешению и усреднению материала, подаваемого серией рек, впадающих в бассейн. Там же, где постоянное течение отходит от берега в открытое море, оно содействует постоянному и усиленному выносу сюда (опять-таки вдоль определенных путей) материала, поступающего с берега. Переменные ветры, дующие с разных румбов, содействуют растаскиванию в стороны, «размазыванию» по гораздо более широкой площади материала, вносимого струями постоянных течений. Однако полностью ликвидировать ориентирующее воздействие постоянных течений на распределение материала волнения, как показывает анализ терригенной минералогии осадков, все же не могут. Что касается конвекционных токов, то роль их в разносе второстепенна, благодаря их весьма малым скоростям.

Одновременно с разносом поступившего в бассейн материала осуществляется его осаждение на дно и образование осадка. У кластических частиц и гелевых сгустков, принесенных в бассейн во взвешенном состоянии, дело

сводится по существу к постепенному падению частиц вниз, ко дну бассейна. Но так как сила волнений и поверхностных течений весьма изменчива во времени, а на длительные сроки волнения, частью и течения, вообще могут прекращаться, то путь частицы к месту полной ее фиксации на дне обычно разбивается на ряд этапов. В период штиля частица, взвешенная в воде, может упасть на дно и войти в состав поверхностного слоя осадка. Но при следующем волнении, если оно дойдет до дна и будет достаточно сильным, частица вновь перейдет во взвешенное состояние и передвинется по горизонтали на известное расстояние. При новом штиле она опять осядет, потом вновь перейдет во взвешенное состояние и т. д., до тех пор, пока не попадет на такое место дна, куда уже не доходят волнения, способные переводить частицу во взвешенное состояние. Но и наступление этого момента еще не есть фиксации частицы в осадке. Дело в том, что потеря водою способности переводить обломочный материал во взвешенное состояние происходит гораздо раньше (быстрее), чем потеря способности к горизонтальному перемещению материала волочением по дну. Поэтому после прекращения взмучивания частица некоторое время еще движется по дну волочением, пока, наконец, не зафиксирована на дне прочно. Таким образом, истинный путь любой частицы, принесенной в водоем в составе взвеси, от пункта ее поступления до пункта окончательного захоронения, оказывается достаточно сложным. Его сложность вытекает из всего, что известно по гидрологии бассейнов (Великанов, Березкин и др.). Что касается времени осаднения кластических частиц, то в зависимости от их размеров, удельного веса и глубины бассейна оно может быть весьма разным. В прибрежной зоне наиболее крупная часть кластического материала успевает осесть из воды в немногие минуты или десятки минут. Но чем дальше в открытое море, тем на более долгий срок растягивается процесс седиментации, и в центральной части океанов период полного осаднения тончайших обломочных частиц (0,1 μ) может достигать многих тысяч или даже десятков тысяч лет (Страхов и др., 1954). Как бы длительно, однако, ни протекала *седиментация взвесей, поступающих в море, она отличается своей полнотой, завершенностью. Взвеси в водной массе гидросферы не накапливаются, но целиком выпадают в осадок и, геологически говоря, мгновенно.*

2. Химико-биологическое осаднение в морях растворенных веществ

Осаднение растворенных веществ из морской воды осуществляется химическим путем, биогенно и сорбцией вещества уже имеющимися в воде твердыми частицами — коллоидными мицеллами. Для разных веществ значение каждого из этих способов осаднения различно.

Рассмотрим вначале историю карбонатов кальция и магния.

Карбонатный режим океанов характеризуется относительно невысоким щелочным резервом, равным 2,1—2,5 мг/л, и рН, колеблющимся на поверхности около 8,1, на глубинах же около 7,8. Существенно отметить, что так называемая удельная щелочность океанской воды, т. е. отношение A/Cl или A/S^1 возрастает от экватора к высоким широтам и от поверхности океанов к придонным частям воды. Наименьшая удельная щелочность ($A/Cl = 0,1200$) наблюдается в Атлантическом океане на экваторе; уже на широтах свыше 10° к северу и югу от экватора она увеличивается и достигает цифры 0,1220. Между 33 и 37° ю. ш. $A/Cl = 0,1223$ (19 определений); южнее 37° — 0,1246 (6 определений); еще далее к югу, около 60° ю. ш. (среднее из 4 определений «Метеора»), — 0,1235. По северу Атлантики

¹ A — щелочной резерв или щелочность (содержание карбонатов в растворе); Cl — содержание хлора; S — общая соленость воды.

данных мало, но при рейсе «Метеора» от Исландии до Гренландии было найдено (из 3 определений) $A/Cl = 0,1235$ (Wattenberg, 1933).

В вертикальном разрезе водной массы верхние 250 м относительно обеднены карбонатами и щелочность воды низкая, особенно на глубине 100 м. Глубже 250 м содержание карбонатов скачком возрастает; с 700 до 3000 м остается практически постоянным, после чего опять намечается прогрессирующее увеличение удельной щелочности до 0,1270. Особенно значительное увеличение A/Cl происходит в непосредственном соседстве с дном.

Обогащение карбонатами нижних горизонтов воды, особенно придонных, связано с минерализацией органических остатков и освобождением CO_2 . Накопление последней приводит к обратному растворению падающих сверху скелетных кальцитовых раковин планктона, а также тонкозернистого кальцита, и к увеличению таким путем щелочного резерва.

Для понимания механизма осаждения карбонатов важно, что только в поверхностных нескольких сотнях метров океаническая вода находится в состоянии более или менее заметного пересыщения карбонатом кальция, минимального в умеренных и высоких широтах, максимального (до 250—350%) под тропиками. Вся остальная масса воды находится в стадии недосыщения $CaCO_3$, правда, относительно небольшого (степень насыщения $CaCO_3 = 92—95\%$) и, следовательно, не может принимать участия в химической садке даже $CaCO_3$, не говоря уже о более растворимом $MgCO_3$. Оба эти обстоятельства, особенно убедительно выяснившиеся после работ экспедиции «Метеора», показаны в табл. 20, составленной Ваттенбергом (Wattenberg, 1933, 1937).

Таблица 20

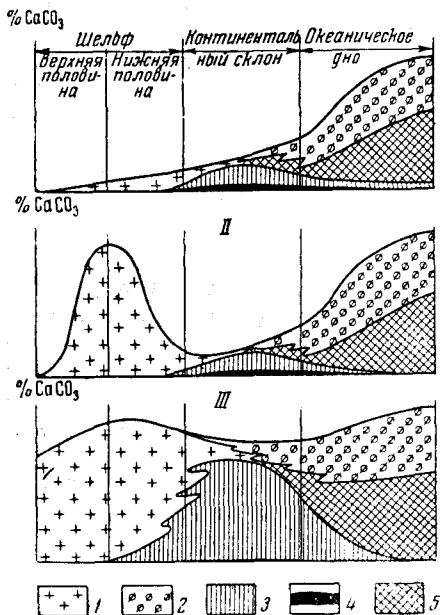
Насыщенность $CaCO_3$ поверхностной воды Атлантического океана

Широта (φ°)	60	50	40	30	20	0	20	30	40	50	60
Температура ($t^\circ C$)	0	4,4	13,3	19,5	22,1	26,2	25,1	22,4	17,5	10,9	6,9
Соленость ($S \text{ ‰}$)	34,5	35,0	35,8	36,8	36,8	35,5	36,6	35,3	34,8	33,7	33,4
Степень насыщения $CaCO_3$ (%)	144	165	214	262	280	300	298	272	235	190	168

В противоположность довольно ограниченным возможностям химического осаждения карбонатов, предпосылки для биогенной экстракции $CaCO_3$ и $MgCO_3$ в океанах весьма значительны, ибо океанические воды чрезвычайно богаты растительными и животными организмами, использующими карбонаты для построения своих скелетов. Следует особо подчеркнуть, что выделяющие известь организмы обитают здесь не только в зоне воды, пересыщенной $CaCO_3$, но и на таких глубинах (и на таких широтах), где карбонаты недосыщают раствор. К тому же организмы способны к экстракции не только $CaCO_3$, но в некоторой степени и $MgCO_3$, который всегда резко недосыщает морскую воду (Ваттенберг, 1933). *Биогенная экстракция карбонатов, следовательно, происходит и за пределами возможного их химического осаждения.*

Все эти соотношения естественно уже давно привели исследователей к мысли, что в современных океанах осаждение $CaCO_3$ идет преимущественно биогенным путем. К такому же выводу приводит и морфологическое исследование карбонатов осадка, особенно подробно сделанное в начале 30-х годов для Атлантического океана. На фиг. 21 изображены результаты исследований Торпа и Корренса. Из них видно, что в прибрежной, шельфовой зоне океанов карбонаты, как правило, почти нацело биогенные, но в глубоководном синем илу и в глобигериновом илу встречается много пелитоморфного кальцита, в последнем в среднем до 40%. Однако этот кальцит никак нельзя считать целиком химически осажденным, ибо известны по крайней мере два процесса разрушения известковых раковин и перехода

их в пелитоморфный карбонат. Первый процесс приурочен к шельфовой зоне и состоит в перетирании раковин движущейся водой в мелкий и мельчайший детрит, который затем волнениями и течениями выбрасывается из мелководной зоны и откладывается на континентальном склоне и глубоководном дне океанов. С особой наглядностью этот процесс проявляется у коралловых островов, обычно окаймленных на глубине тонкозернистыми известковыми илами. Второй процесс локализован в пелагических частях



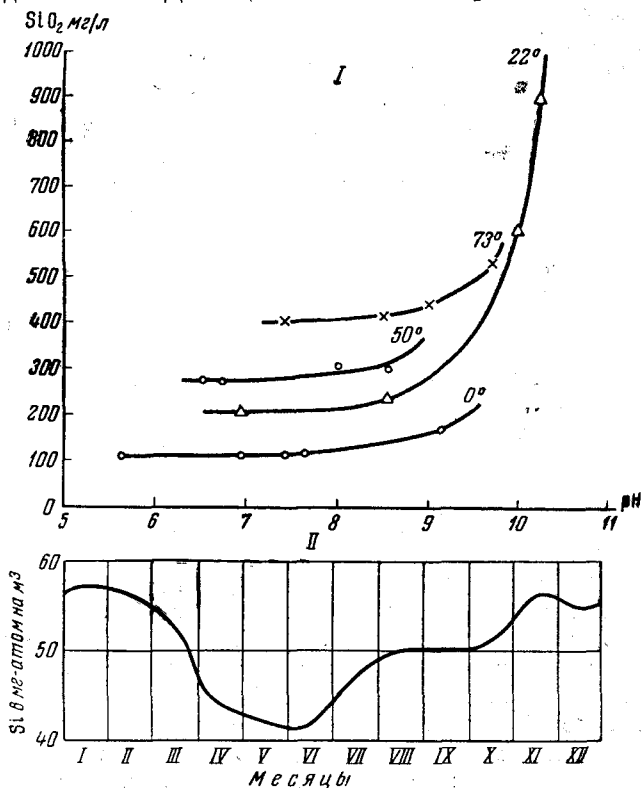
Фиг. 21. Морфологические и гинетические типы CaCO_3 в океанических осадках
 I — обычный тип распределения CaCO_3 ;
 II — шельф с ракушечными накоплениями;
 III — разрез у п-ова Флориды и у Багамской отмели. Генетические типы CaCO_3 : 1 — раковины фитобентоса и зоопланктон; 2 — фитопланктон и зоопланктон; 3 — тонкодетритусовый и химически осажженный; 4 — диагенетический бактериальный; 5 — диагенетический — за счет распада раковин планктона

моря и обусловлен распадом раковин фораминифер на слагающий их тонкозернистый кальцит. Этот процесс доказывается: а) потерей раковинами фораминифер плавательных известковых щетинок; б) исчезновением из состава фораминифер, захороненных в илу, форм, обладающих тонкосторчатой раковиной, и накоплением наиболее грубосторчатых форм; в) общим возрастанием с глубиной содержания микрозернистого CaCO_3 за счет раковинного. Наличие многочисленных полураспавшихся раковин фораминифер в осадке является «прямой уликой» перехода биогенного карбоната в пелитоморфный. Вот почему пелитоморфный CaCO_3 в современных глубоководных илах следует, по примеру многих исследователей, считать в основном биогенным. Толкование его А. Геймом в качестве химически осажженного противоречит совокупности имеющихся сейчас данных и не может более поддерживаться. Достоверно химическое осаждение кальцита имеет место лишь на ограниченных участках океанов (например, Багамская отмель и др.), причем такими участками, в полном согласии с теорией, оказываются прибрежные мелководные, наиболее прогреваемые области тропической зоны.

История MgCO_3 в морях определяется тем основным фактом, что произведение активных концентраций $\text{Mg}^{2+} \times \text{CO}_3^{2-}$ в морской воде, равное $0,12 \times 10^{-4}$, значительно меньше произведения растворимости $\text{MgCO}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$, равного $3,1 \times 10^{-4}$ (Wattenberg и Timmerman, 1937).

Это означает, что углекислая соль находится в морской воде в состоянии резкого недосыщения и может в норме извлекаться лишь биогенно, организмами, в составе известковых раковин которых она, как известно, весьма распространена; таким путем она накапливается в осадке. Лишь на мелководье, среди водорослевых зарослей, где под влиянием фотосинтеза рН поднимается иногда выше 9—9,2, возможно химическое осаждение основных солей углекислого магния, имеющее чисто эпизодический характер. Сказанное о MgCO_3 относится к углекислому стронцию, поскольку произведение растворимости для него в морской воде при 20°C и $\text{pH} = 8,2$ равно 500×10^{-9} , а произведения активных концентраций ионов 39×10^{-9} (Sverdrup a. oth., 1950).

Содержание SiO_2 в речных водах колеблется от 2—5 до 10—20 мг/л, причем большая часть кремнезема находится в виде истинного раствора (молекулярного и ионного) и лишь подчиненная в виде золя SiO_2 (Бруевич, 1953). В океанах и морях SiO_2 в поверхностных водах содержится обычно в пределах 0,5—0,6 мг/л, вглубь же его количество растет до 2—3 мг/л, редко больше. Для оценки состояния кремнезема в морских во-



Фиг. 22. История кремнезема в морской воде

I — растворимость аморфной кремнекислоты (по Окамото, Окура и Гото, 1957); II — годовые циклы SiO_2 в океанах

дах важно знать, что растворимость SiO_2 в дистиллированной воде составляет (по данным Краускопфа, 1956; Окамото и др., 1957) около 100—120 мг/л, причем в интервале pH от 3 до 8 мало зависит от активной реакции среды (фиг. 22, I). Весьма мало изменяется растворимость SiO_2 и в морской воде сравнительно с речной и дистиллированной. Что касается форм нахождения SiO_2 в морских водах, то они иллюстрируются (в % от суммарных ее количеств) нижеследующими определениями Я. К. Гололобова (см. Бруевич, 1953).

Моря	Истинно-растворимая	Коллоидная	Планктонно-детритовая
Азовское	60—80	15—20	10—15
Черное	70—75	20—23	4—5
Каспийское	60—70	15—20	10—20

Из приведенных данных совершенно очевидно, что кремнезем находится в морской воде в состоянии резкого недосыщения, «запрещающего» в обычных условиях его химическое осаждение. Основным путем извлечения кремнезема из морской воды является поэтому путь биологического

осаждения. Диатомей, радиолярии и губки извлекают SiO_2 для построения скелетов, и в такой форме извлеченный материал и поступает в осадок.

С биогенным осаждением кремнезема в современных морях хорошо выясняется то общеизвестное обстоятельство, что до сих пор еще никому из исследователей современных морей не удавалось найти сколько нибудь заметных по массе гелевых скоплений кремнезема без признаков их органического происхождения. Единственно, что устанавливается в осадке, это раковинки диатомей, радиолярий и спикюлы губок. Следует отметить также, что в течение года содержание SiO_2 в зоне фотосинтеза испытывает периодические колебания, то резко понижаясь, то восстанавливаясь на прежнем уровне (фиг. 22, II). При этом убыль SiO_2 хронологически совпадает с моментами цветения диатомовых водорослей, извлекающих кремнезем, подъемы — с эпохами пониженной активности этих водорослей. Эти годовые циклы SiO_2 наглядно демонстрируют именно биогенный, а не какой-либо иной характер осаждения кремнезема в современных морях.

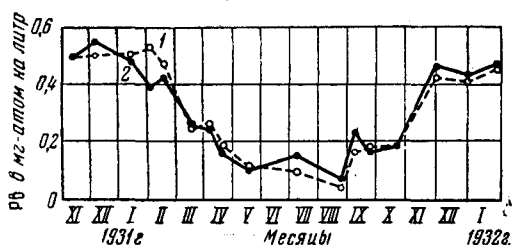
Близка к кремнезему, по-видимому, история фосфатов в океанической воде. Содержание P_2O_5 в поверхностной зоне (до 10—50 м) сильно колеблется от одного времени года к другому и составляет от 0 до 50 мг/м³. С углублением концентрация P_2O_5 растет и на глубинах 700—1000 м достигает величины 200—300 мг/м³; еще глубже количество P_2O_5 несколько уменьшается (Sverdrup a. oth., 1950).

Физико-химия фосфатов в настоящее время еще не настолько разработана, чтобы уверенно решать вопросы о насыщении или недосыщении ими морской воды в разных ее точках (Казаков, 1939). Однако огромная амплитуда колебаний концентраций P_2O_5 — от 1 до свыше 50 мг/м³ в поверхностных слоях — сама по себе уже свидетельствует о том, что фосфаты, по-видимому, недосыщают поверхностную морскую воду при тех щелочно-кислотных условиях, какие ее сейчас характеризуют. А это обстоятельство с неизбежностью приводит к мысли о биогенном осаждении фосфора на дно морей. Усваиваясь планктоном, фосфор затем в процессе отмирания клеток и минерализации органического вещества частично вновь переходит в раствор, но в некоторой — пусть небольшой — доле достигает дна и захороняется в осадках. В пользу такого представления говорят и годовые циклы в геохимии фосфора в зоне фотосинтеза, аналогичные циклам кремнезема, но выраженные, пожалуй, с еще большей яркостью. В умеренном климате наиболее высокие концентрации фосфатов в зоне фотосинтеза наблюдаются зимой; в это время жизнедеятельность фитопланктона минимальна. Весной начинается интенсивное развитие планктонных организмов, и это приводит летом к постепенному исчерпанию запасов фосфатов, иногда опускающихся до «биологического нуля»; извлеченный же фосфор вместе с отмершим планктоном уводится в более глубокие горизонты воды и на дно. Хотя летом, благодаря перемешиванию воды волнениями и течениями, фосфор непрерывно подается из нижних горизонтов воды в верхние, потребление фосфатов организмами опережает это поступление и приводит фосфаты в зоне фотосинтеза к почти полному исчерпанию. Осенью и зимой, с замиранием жизнедеятельности фитопланктона содержание фосфатов в зоне фотосинтеза вновь поднимается за счет разложения отмерших организмов и поступления из более глубоких горизонтов водной массы. Непосредственно биогенный характер извлечения фосфатов из воды демонстрируется этими циклами с полной наглядностью (фиг. 23).

О биогенной природе осаждения фосфатов свидетельствует и наличие более или менее постоянных соотношений в воде между фосфатным фосфором и нитратным азотом. Как видно из диаграммы Купера (Cooper, 1937) (фиг. 24), с увеличением в воде фосфатов неизменно растут и содержания нитратов, причем отношение их в атомном выражении равно в среднем 15, а в весовом — 6,8. При низком содержании нитратов в морской

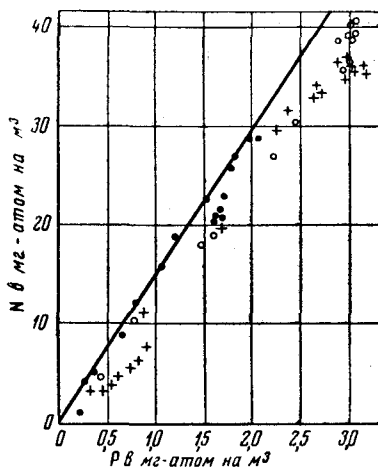
воде и при их очень большой растворимости они безусловно находятся в море в состоянии резко недосыщенного раствора; стало быть, все изменения нитратов в зоне фотосинтеза в сторону повышения или понижения всегда так или иначе связаны только с историей живого вещества. При постоянстве отношений нитратов и фосфатов это означает, что и история фосфора в годичном цикле морей в настоящее время целиком связана с жизнедеятельностью организмов.

В специфической, локально-ограниченной обстановке моря — там, где имеют место восходящие глубинные течения, приносящие с собою в верхние горизонты воду, обогащенную P_2O_5 , по-видимому, возможно и чисто химическое осаждение фосфатов, по схеме, предложенной А. В. Казаковым (1939). Но в общем годичном балансе фосфора такого рода химическое осаждение фосфатов, если даже оно и имеет место, играет, очевидно, достаточно скромную роль.



Фиг. 23. Годичные циклы фосфатов в зоне фотосинтеза (по Куперу).

1 — на глубине 0—25 м; 2 — на глубине 50—75 м



Фиг. 24. Соотношение P (фосфатного) и N (нитратного) в морской воде (по Куперу)

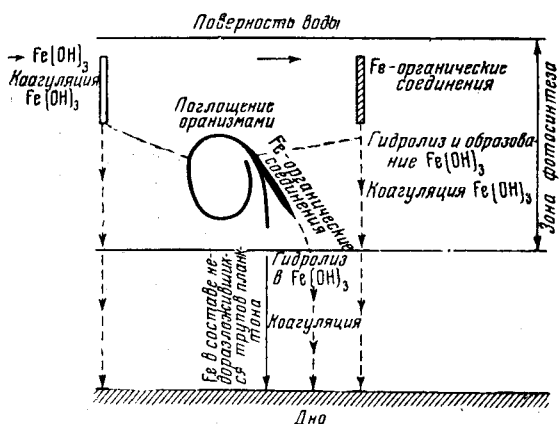
1 — по Тихому океану; 2 — по Атлантическому океану; 3 — по Индийскому океану

Окидывая историю SiO_2 , карбонатов, фосфора общим взглядом, легко убедиться, что она имеет много общего. Все три компонента доставляются реками в море почти исключительно в ненасыщенном состоянии и проходят зону смешения речной и морской воды без осаждения или с очень незначительным осаждением ($CaCO_3$). В морской воде углекислый кальций насыщает и пересыщает воду лишь в относительно маломощном поверхностном слое океанов и морей низких широт, с теплым климатом; кремнезем же и фосфаты повсеместно недосыщают воду. Поэтому в осаждении всех трех компонентов решающую, а иногда (SiO_2) и исключительную роль играет непосредственно биологическое извлечение их из воды и отложение в виде раковинного материала или продуктов разрушения органического вещества. Химические процессы имеют место лишь в специфической обстановке: у $CaCO_3$ — в прибрежной зоне теплых морей, у P — также в прибрежной зоне при наличии восходящих глубинных течений. Но в целом химическая садка в геохимии всех трех компонентов играет совершенно подчиненную роль и потому всю группу можно назвать группой типичной биофильной или биогенной. К этой же группе принадлежит и само органическое вещество, захороняемое в морских отложениях.

Вторую группу элементов, осаждающихся в водной массе бассейнов, образуют Fe, Mn и (вероятно) Al_2O_3 . В настоящее время сколько-нибудь изучена лишь история железа, остальные же элементы объединятся с железом в силу близости химических свойств их гидроокисных соединений.

Содержание железа в морской воде ничтожно и за пределами зоны смешения речной и морской воды измеряется 10—20 мг/м³, часто всего

3—6 мг/м³ (Харвей, 1938). Из этого количества главная масса железа находится в виде железоорганических соединений, очень незначительная — в виде гидроксида Fe(OH)₃. Так, например, по данным С. В. Бруевича (1931), в Баренцовом море из общей массы 10—20 мг/м³ на долю окисного железа падает всего 1—3 мг/м³. Учитывая, что произведение растворимости Fe(OH)₃ крайне мало (10⁻³⁸), окисное железо никак не может находиться в морской воде в виде ионного раствора, но должно образовывать коллоидные суспензии, как полагают, с очень малыми размерами мицелл. Постепенное укрупнение этих мицелл при их столкновениях ведет к медленному оседанию их на дно (Харвей, 1948). Растворенные в море органические железосодержащие соединения, напротив, не насыщают морскую воду и могли бы дальше концентрироваться в воде. Но этому препятствует, по



Фиг. 25. Схема осаднения растворенного железа в морской воде

Харвею, их постепенный гидролиз с образованием Fe(OH)₃, которая далее коагулирует и садится. Так, в конечном счете уходит на дно в виде гелей гидроксида и то железо, которое внесено в бассейн в виде железоорганических соединений.

Эта простая схема усложняется тем обстоятельством, что железо, как необходимый для жизни элемент, поглощается организмами и входит в круговорот живого вещества. Поглощение это происходит в виде коллоидной окиси Fe(OH)₃, прилипающей к стенкам растений и потом растворимой с помощью кислых выделений клеток. После смерти планктона часть железа, вероятно ничтожная, уходит в осадок вместе с недоразложившимися трупами организмов, другая же поступает в воду в виде растворимых железоорганических соединений, постепенно гидролизующихся и вновь освобождающих Fe(OH)₃, коагулирующую и идущую на дно. Таким образом, реальный ход осаднения Fe довольно сложен и может быть выражен приблизительно схемой, приведенной на фиг. 25.

В третью группу входят микроэлементы: V, Cr, Ni, Co, Cu, Ba, Sr, Pb и др. В настоящее время геохимическая история их в морях изучена слабо, и даже вопрос о том, находятся они в морской воде в состоянии педосыщения или пересыщения, — решается лишь для некоторых элементов. Щелочные и щелочноземельные элементы Li, Rb, Cs, Sr, Ba (?), галоиды J, Br, F, а также бор и ряд других присутствуют в виде простых солей в количествах, далеких от насыщения; садка их обычным химическим путем, следовательно, невозможна. Гораздо менее ясно обстоит дело с тяжелыми металлами. Растворимость гидроокисей для большинства этих элементов, по А. П. Виноградову (1944), значительно ниже, чем те количества этих же элементов, которые мы встречаем в морской воде. «Реакция сре-

Концентрация насыщенных растворов тяжелых элементов
и действительные содержания их в морской воде
(по Краускопфу, 1956₂)

Элемент	а) Концентрации в насыщенных растворах, мг/л	б) Концентрации в морской воде, мг/л	Соотношение величин а : б
Zn	1,2—2,5	0,005—0,021	60—500
Cu	0,4—0,8	0,001—0,015	30—800
Pb	0,3—0,7	0,003—0,008	25—200
Bi	0,04	0,0002	200
Cd	4—1000	$32 - 75 \times 10^{-6}$	$10^5 - 10^7$
Ni	20—450	0,0001—0,0005 (0,0015—0,006)	$4 \times 10^4 - 5 \times 10^6$ ($3 \times 10^3 - 3 \times 10^5$)
Co	25—200	0,0001	$2,5 \times 10^5 - 20 \times 10^5$
Hg	100—1000	0,00003	$3 \times 10^6 - 30 \times 10^6$
Ag	2,0—2,5	0,00015—0,0003	$0,7 \times 10^4 - 1,7 \times 10^4$
Cr	Высокие	$4 - 7 \times 10^{-5}$ (0,001—0,0025)	$> 10^6$ ($> 10^4$)
Mo	25—750	0,0003—0,0007 (0,012—0,016)	$3,5 \times 10^4 - 2,5 \times 10^6$ ($1,6 \times 10^3 - 62 \times 10^3$)
W	2—200	0,0001	$2 \times 10^4 - 2 \times 10^6$
V ⁴	4—150	0,0003	$\left. \begin{array}{l} > 10^4 \\ > 10^8 \\ 10^6 \end{array} \right\}$
V ⁵	>400	(0,0024—0,007)	
Sr	22	13	1,7
Ba	0,11	0,05	2,2

Таблица 22

Растворимости некоторых катионов в морской воде
(по Голдбергу, 1954)

Элемент	Наблюдение концентрации в морской воде, моли/л	Рассчитанные максимальные концентрации в морской воде в предположении, что растворимость ограничивается растворимостью гидроксидов
Ni ⁺²	1×10^{-8}	$6,5 \times 10^{-6}$
Co ⁺²	2×10^{-9}	$2,5 \times 10^{-4}$
Cd ⁺²	5×10^{-9}	2×10^{-2}
Pb ⁺²	1×10^{-8}	$4,7 \times 10^{-7}$ (лимитируют сульфаты)
Fe ⁺²	$< 5 \times 10^{-11}$	4×10^{-4} (лимитируют хлориды)

ды морского раствора обуславливает их садку, так как верхний предел осаждения многих из них значительно ниже pH-8, например — для всех элементов семейства Fe, затем Pb, Ti и др. Растворимость же гидроксидов этих металлов, как известно, ничтожно мала» (Виноградов, 1944). Но по расчетам американских геохимиков Голдберга (1954) и Краускопфа (1956₂) получается (табл. 21, 22), что произведения активных концентраций Pb, Zn, Cu и др. значительно меньше, чем их произведения

растворимостей в морской воде; это должно указывать на отсутствие их химического осаждения в морских водоемах. Противоречия в оценках разных исследователей, однако, не имеют большого значения, ибо основным путем извлечения тяжелых металлов, а также Sr, из морской воды является, по-видимому, адсорбция их гелями Fe, Mn, Al₂O₃, а также коагулировавшей терригенной силикатной мутью; микроэлементы поэтому могут быть названы элементами-спутниками. Некоторую роль в извлечении их из воды играют также организмы.

Особую историю в океанах имеют, как известно, легко растворимые соли NaCl, KCl, MgCl₂, MgSO₄, CaSO₄. В годичном цикле седиментации они не садятся в море химически, не извлекаются биологически и потому на-



Фиг. 26. Схема осаждения растворенных веществ в водной массе современных морей

капливаются в водной массе океанов и морей; это реликтовые соли, идущие на рост минерализации гидросферы; в осадке они появляются лишь в составе растворов захороняемой иловой воды. Итак, разные группы растворенных веществ отличаются одна от другой не только неодинаковым сочетанием химических и биологических процессов осаждения, т. е. разной их интенсивностью, но и природой химического процесса, осаждающего разные компоненты. У биогенной группы химические процессы, поскольку они развиты вообще, сводятся к выделению твердой фазы из пересыщенных растворов; у группы железа ведущим химическим процессом является коагуляция, у малых элементов — адсорбция. Все эти различия процессов осаждения разных элементов в водной массе бассейнов из их растворов наглядно изображены на фиг. 26.

Заканчивая характеристику, надлежит особо подчеркнуть три важные особенности процессов химико-биологического морского осадкообразования. Первой является *неполнота осадочного процесса*. Из растворенных веществ переходят в твердую фазу и поступают в осадок лишь трудно растворимые и биологически активные соединения: Fe, Mn, P, CaCO₃, MgCO₃, SiO₂ и ряд малых элементов: V, Cr, Ni, Co, Cu, частью F и др.; легко же растворимые и биологически инертные соединения: NaCl, CaSO₄, MgSO₄, F (частью), Sr (частью), B, Br и др. остаются в растворе неопределенно долгое время и накапливаются в море. Таким образом, в итоге химико-биогенных процессов в морях гумидных зон возникают два неодинаковых образования: *твердые минеральные фазы на дне водоема*, входящие в состав морских осадков, будущих пород, и солевая масса в наддонной воде, не фиксирующаяся непосредственно в осадке, но повышающая общий запас солей в гидросфере.

Другую особенностью химико-биогенной морской седиментации является *выдающаяся и даже ведущая роль организмов в извлечении растворенных веществ из воды*; химическое же их осаждение под влиянием пересыщения, колебаний pH, сорбции играет второстепенную роль.

Третью важнейшую особенность составляет то обстоятельство, что *твердые фазы, выделенные из раствора прежде чем зафиксироваться на дне и войти в состав осадка всегда в большей или меньшей степени перемещаются в горизонтальном направлении движениями воды. Поэтому всегда существует более или менее заметная, а иногда и очень большая разни-*

ца между местом образования твердой фазы в водной массе бассейна и местом фиксации ее в осадке. Степень горизонтального сноса в разных случаях различна. Наименее подвижными (транспортабельными) являются карбонатные, фосфатные и кремневые части скелета бентоса, особенно ниже зоны взмучивания. Более транспортабельны кремневые и карбонатные раковинки планктона — фораминифер, диатомей, радиолярий, хотя и они, как показали расчеты В. Шотта (Schott, 1935), недалеко уходят от точки их образования в воде. Наиболее способны к переносу химически образованные, очень малые по размерам кристаллы и гелевые сгустки CaCO_3 , Fe, Mn, Al_2O_3 (?), а также сильно разрушенные после смерти остатки организмов планктона; в этой группе особенно подвижны выделения Fe и Mn в силу ничтожного содержания этих элементов в воде (в мг/м³), что естественно предопределяет и ничтожность размеров возникающих гелевых сгустков. Так, гидродинамический режим, вмешиваясь в ход химико-биологического осаждеия, определяет размещение продуктов его в осадках на площади водоемов.

К сказанному добавим, что химико-биологическое осадкообразование течет одновременно и параллельно с механическим осаждеием, и то, что вообще может сест в водоеме по его физико-химическим условиям, осаждеается и захороняется в осадке за те же сроки, что и кластический материал соответствующих размеров. В зависимости от глубин водоема, полное осаждеие кластических частиц всех размерностей может укладываться и в годичный цикл и растягиваться на многие тысячи и даже десятки тысяч лет, например — в океанах с глубинами >5000 м. Соответственно на те же сроки в тех же водоемах растягивается, как было показано мною (Страхов, 1954), и осаждеие продуктов химико-биологического осадкообразования, ибо размерности частиц, возникающих при этом, вполне укладываются в спектр размерностей кластических взвесей, поступающих с берега.

Изложенная схема химико-биологического осаждеия современных веществ в морях относится, строго говоря, к современному геологическому моменту. В древние геологические эпохи процессы протекали заведомо отличнo от современных. Но, признавая самый факт существования различий, следует решительно подчеркнуть, что с полной ясностью они проступают лишь в очень отдаленные геологические эпохи — в архее, протерозое, может быть еще в нижнем палеозое. Но с начала верхнего палеозоя, т. е. с начала последнего этапа развития литогенеза (Страхов, 1950, 1954), отличия древнего химико-биологического седиментационного процесса становятся уже второстепенными; они касаются деталей, а не главных черт процесса, да и самое число этих деталей ограничено. Все это позволяет думать, что, хотя наша схема выведена из данных по современным морям, она на деле является схемой, передающей главные основные черты этого процесса за длинный 300-миллионный промежуток времени от девона донныне.

3. Механизм формирования петрографических типов осадков в конечных водоемах стока и факторы, его контролирующе

Процессы, которыми мы до сих пор занимались, формируют, собственно говоря, лишь отдельные твердые фазы, входящие в состав осадков, но не показывают еще, как из сочетания этих фаз возникают разные петрографические типы отложений, свойственные тому или иному водоему. Между тем совершенно очевидно, что без разьяснения этой стороны процесса наше познание бассейнового седиментогенеза будет не полным. В основе механизма, формирующего петрографические типы бассейновых отложений, лежит распределение кластического материала и химико-биогенных твердых фаз движениями водной массы бассейна. При этом размещение кластических частиц происходит, как правило, по несколько

иной схеме, чем размещение химико-биологически выделенных твердых фаз.

При разносе поступившего в водоем взвешенного и влекомого обломочного материала главная масса его осаждается по периферии бассейна, в более прибрежных его частях, и только меньшая достигает удаленных центральных районов водоема. Это прекрасно видно в тех случаях, когда удается составить карты абсолютных масс терригенного материала, как, например, в Черном и Аральском морях (Страхов, 1947, 1954). В то же время происходит разделение кластических частиц по размерам, причем наиболее крупные зерна оседают в периферической, наиболее мелководной полосе бассейна, отвечающей зоне взмучивания, более же мелкий материал сносятся в центральную, глубокую область его, а также в западины дна мелководья. Сложная морфология дна бассейна вносит порой в эту простую схему значительные усложнения и делает реальную картину распределения обломочных частиц по массе и по крупности зерна достаточно пестрой и прихотливой, но в основе даже и такого усложненного распределения лежит все же указанная простая схема.

Абсолютные массы химико-биогенных твердых фаз, как показывает пример тех же Черного и Аральского морей, размещаются на дне бассейна также преимущественно в прибрежной периферической зоне и убывают к центру водоемов, но убывание это происходит в заметно меньшей степени. Это означает, что *всегда осуществляется более или менее сильно выраженный сдвиг в пелагическом направлении абсолютных масс химико-биогенных твердых фаз по сравнению с кластическим материалом.* Он хорошо отображен в табл. 23. При этом, чем большую роль в речном переносе компонента играет ионная форма, тем больше сдвиг продуктов его химико-биологического осаждения в пелагические части бассейна и накопление их здесь. Эти сдвиги приводят к тому, что на поперечном профиле через морские водоемы чисто терригенные прибрежные образования (пески, алевроиты, глинистые осадки) сменяются обычно все более карбонатными, а иногда и кремнистыми, по мере того как от прибрежных областей мы переходим ко все более пелагическим. В бассейнах сложной морфологии и сложного гидродинамического режима реальная картина распределения кластических и химико-биогенных отложений обычно бывает гораздо запутанней и прихотливой описанной простой схемы, но в основе ее всегда лежит эта схема. В некоторых специфических обстановках, например при усиленном выносе растворенного железа, марганца, возникают их повышенные концентрации в осадках прибрежной области. При специфическом гидродинамическом режиме самого водоема формируются опять-таки прибрежные накопления фосфатов. Но все эти осложнения относительно редки и своим наличием не отменяют обычной локализации в бассейне осадков разного петрографического типа.

Несмотря на постоянное действие описанного механизма, количественное развитие разных петрографических типов отложений в разных водоемах может сильно варьировать. Существуют сейчас и существовали раньше морские бассейны, в которых весь спектр осадков укладывается в ряд: галечники — пески — алевроиты — глины, и бассейны, где эти осадки занимают лишь малую периферическую зону, тогда как центральные большие площади водоема покрыты карбонатными и карбонатно-кремнистыми илами. Примером первого рода являются отложения Балтийского, Белого и Карского морей, моря Лаптевых и других современных морских бассейнов, а также пекомского и аптского бассейнов Русской платформы; примером второго типа — отложения верхнемеловых бассейнов Русской платформы. Эти изменения в развитии осадков разного петрографического типа обусловлены характером механической и химической денудации водосборных площадей.

Распределение абсолютных масс обломочного материала CaCO_3 и $\text{C}_{\text{орг}}$ на профилях через Черное море

Осадки	Обломочный материал, г/см ²	CaCO_3 , г/см ²
От меридиана Евпатории на Сталин		
Фазеолиновый ил, очень бедный раковинами	121,00	31,50
То же	90,60	25,50
Глинисто-известковый ил	26,80	10,70
То же	38,83	13,57
Глинисто-известковый ил с прослоями серой глины и известкового ила	37,30	15,00
Глинисто-известковый ил	19,20	7,70
Известковый ил с прослоями серой глины	4,92	6,84
Известковый ил	2,30	6,84
На меридиане мыса Чауды		
Мидиевый ил с прослоями ракуши	136,80	29,30
Фазеолиновый ил,верху обогащенный раковинами	83,25	21,10
Глинисто-известковый ил	34,11	13,30
То же	44,48	17,50
» »	24,30	9,50
Известковый ил	2,32	4,90
То же	2,80	5,90

Как было показано выше, тектонически активные регионы отличаются не только большими массами смываемого с водосборов материала, но и особенно большей долей в них обломочных частиц, нередко совершенно подавляющих массы растворенных компонентов. При такой ситуации единственными типами отложений в конечных водоемах стока неизбежно оказываются песчано-алевритово-глинистые осадки, в составе которых химико-биологически осажденные компоненты (CaCO_3 , MgCO_3 , SiO_2 , органического вещества и др.) играют ничтожную роль и часто едва улавливаются; такого рода толщи нередко резко обогащены галечно-гравийными пачками. Общая мощность отложений при этом неизбежно оказывается большой. В регионах тектонически мало активных одновременно с резким уменьшением абсолютных масс поступающего с водосборов осадочного материала особенно резко убывает доля кластических (песчано-алевритово-глинистых) частиц, которые в данном случае начинают уступать массам растворенных компонентов — CaCO_3 , MgCO_3 , SiO_2 , Fe и т. д. При таких соотношениях петрографические типы отложений конечного водоема стока становятся совершенно иными. Песчано-алевритово-глинистые отложения, не исчезая совсем, резко убывают количественно, слагая малую долю общей суммы осадков и сосредоточиваясь в относительно узкой периферической зоне бассейна. Главная роль — количественно и по занимаемой на дне площади — переходит к химико-биогенным отложениям: известковым (и частью известково-доломитовым) и кремнистым, накоплениям органи-

ческого вещества (горючие сланцы); в ряде случаев к ним присоединяются накопления фосфора (фосфориты), оолитовые железные и марганцевые руды, реже — бокситы. Все эти породы, как будет показано ниже (том II), действительно явно тяготеют к территориям и эпохам малой тектонической активности земной коры и избегают площадей, начинающихся в тот или иной отрезок своего развития жить напряженной тектонической жизнью. Одновременно в водоемах тектонически пассивных территорий убывает и общая мощность осадочных толщ.

Таким образом, существует несомненная связь между тектоническими типами седиментационных областей и характером возникающих на них отложений. Тектонически активные области с горным рельефом водосборов и котловинными конечными водоемами стока отличаются мощными осадками и преобладающим (порою исключительным) развитием песчано-алевритово-глинистых пород с карбонатностью, не превышающей стадию мергелей. Тектонически пассивные территории с плоскими водосборами и плоскими мелководными морями отличаются малыми мощностями осадков и широким развитием среди них химико-биогенных пород — карбонатных, кремнистых, обогащенных $C_{орг}$, порою фосфатных, оолитовых железных, марганцевых руд, реже бокситов.

Некоторое влияние на формирование петрографических типов осадков оказывает, несомненно, и климатический режим площади, среди которой располагается конечный водоем стока; по воздействию его в данном случае значительно слабее воздействия тектонического режима. Оно сводится главным образом к усилению садки карбонатов в более теплых климатах и садки кремнезема — в более холодных, что определяет соответствующие вариации петрографических типов осадков.

Сказанное освещает процессы осадкообразования в конечных водоемах стока с новой стороны, тесно увязывая их со всей жизнью седиментационной области. В бассейновом седиментогенезе переплетаются не только физические, физико-химические и биологические процессы, обусловленные физико-химическими особенностями самой водной массы бассейна, но и процессы тектонические и климатические, свойственные всей седиментационной области в целом. Первые определяют набор (список) тех химико-биологически осажденных твердых фаз, которые вообще «разрешаются» физико-химическими особенностями водоема, а также распределение этих компонентов на площади дна. Тектонический и климатический режимы седиментационной области контролируют количественные соотношения между кластической и химико-биогенной частями осадков и тем самым определяют петрографический облик отложений, а также общую интенсивность осадконакопления, т. е. мощность возникающих толщ.

4. Высокие («рудные») концентрации элементов, их особенности и общие условия возникновения

На фоне рассеянных содержаний элементов в пределах гумидных зон встречаются также повышенные и высокие их концентрации, делающие породу рудой или полезным ископаемым; генезис и размещение их являются одной из важнейших проблем литологической теории. Обращаясь к этой стороне гумидного седиментогенеза, мы опустим пока все относящиеся сюда детали и рассмотрим проблему с самой общей и принципиальной стороны.

Четыре момента являются в данном случае наиболее важными.

1. Рудные минералы (или компоненты) в некоторых случаях слагают главную массу породы вплоть до 100%, в других же только второстепенную, иногда совсем ничтожную ее часть — немногие проценты или доли их. Породы первого типа могут быть названы условно макрорудами или

макрорудными фациями, таковы: бокситы, железные, марганцевые руды, фосфориты, угли, горючие сланцы, известковые и кремнистые породы. Породы второго типа удобно именовать микрорудами или микрорудными фациями, таковы: медистые песчаники, рассеянные руды свинца и цинка, руды урана, тория и других элементов. Макроруды свойственны элементам с относительно высоким кларком в земной коре, микроруды — элементами с ничтожными кларками.

2. *Массы элементов, сосредоточенные в рудных породах, как правило, ничтожны сравнительно с массами тех же элементов, находящимися в литосфере в рассеянной форме.* Так, например, количество рассеянного органического углерода в литосфере измеряется величиной порядка 1×10^{16} т. В угольных же месторождениях мира сосредоточено около $1,5 \times 10^{13}$ т $C_{орг}$, что отвечает примерно одной тысячной части рассеянного углерода. Масса углерода в нефтях еще меньше, всего 3×10^{10} т, что составляет 0,000003 массы рассеянного углерода.

Аналогичные соотношения дают расчеты для железа. Масса рассеянного железа измеряется величиной $4,5 \times 10^{16}$ т, железо же в известных месторождениях осадочных железных руд составляет в круглых цифрах $3,5 \times 10^{12}$ т, что соответствует всего 1/10 000 от рассеянного. Если даже реальные запасы рудного железа в земной коре в 5—10 раз выше известных сейчас, то и тогда в рудный процесс окажется вовлеченным не свыше 1/2000—1/1000 части кларкового железа. Для других элементов подсчеты дают аналогичные соотношения. «Рудные фации» неизменно сосредоточивают в себе ничтожные доли рассеянных масс элементов.

3. В отличие от кларковых содержаний, которые в стратисфере повсеместны и входят в состав любого стратиграфического горизонта и любой породы, рудные накопления представляют собою *локальные и ограниченные, порою малые и весьма малые по размерам тела*, эпизодически появляющиеся на тех или иных стратиграфических уровнях, в тех или других регионах. Эта характерная особенность делает осадочные рудные накопления образованиями специфическими, особого рода, резко отличными от обычных кларковых содержаний, и заставляет думать, что и в механизме их возникновения имеются специфические черты, отсутствующие при кларковом процессе.

4. И все же, несмотря на специфичность высокопроцентных (или рудных) накоплений, *между ними и рассеянными содержаниями элементов существуют все постепенные переходы.* Эти переходные концентрации реализуются, с одной стороны, в виде более или менее широких полос вокруг каждого рудного тела, образуя промежуточные зоны между ним и кларковыми содержаниями, с другой — в виде самостоятельных пятен и участков на кларковом фоне, своего рода ареалов недоразвитого или вовсе эмбрионального («зачаточного») рудообразования. Существование в месторождениях переходных полос между рудой и нерудой известно очень давно; наличие же самостоятельных участков или пятен зачаточного рудообразования разных степеней выраженности начинает выявляться только сейчас, с развитием геохимического исследования осадочных пород. Такого рода пятна эмбрионального рудообразования хорошо видны на некоторых геохимических картах современных черноморских отложений (марганец в приустьевой части р. Риона), на недавно опубликованных картах А. Б. Ронова и А. И. Ермишкиной (1958) распределения марганца, в материалах И. В. Хворовой (1958) по геохимии пород $S_3 + P_1$ преуральского прогиба, наконец в старых определениях меди в породах разного возраста А. Д. Архангельским и Е. В. Рожковой (1934). Можно принять, видимо, что чем слабее выражен зачаточный рудный процесс, чем меньше ушел он от кларкового фона, тем чаще встречается он в природе, тем шире площади развития его в отдельных горизонтах стратисферы и тем

большие массы элемента сосредоточены в таких ареалах эмбрионального рудоотложения. Что дело обстоит именно так, можно видеть на любом рудном месторождении. При высоких кондициях на руду оказывается мало промышленных объектов, и их площади и запасы весьма ограничены. При понижении кондиций количество промышленных объектов сразу сильно увеличивается, а площади каждого месторождения и их запасы резко растут. Продолжая снижать кондиции, мы постепенно перейдем в область эмбрионального рудообразования, а потом и к кларковым содержаниям элементов. Образно соотношения высокопроцентных рудных концентраций и кларков можно представить в виде пирамиды с очень широким основанием. Основание представляет собою кларковые содержания элементов, ограниченный же участок вблизи вершины — массы собственно рудных концентраций; сечения пирамиды на промежутке между основанием и вершиной — разные степени развития рудного процесса от эмбрионального (зачаточного) вблизи основания до интенсивно выраженного у вершины. Сокращение величины сечений снизу вверх отображает прогрессирующее убывание масс элементов, концентрирующихся в рудных телах, и уменьшение частоты встреч самих таких концентраций на разных стратиграфических уровнях.

Специфичность рудных месторождений естественно ставит вопрос: в чем же состоит особенность механизма их возникновения сравнительно с механизмом формирования рассеянных содержаний элементов?

Образование высоких концентраций элементов находится под влиянием ряда факторов. Среди них отметим, прежде всего, *значительную абсолютную интенсивность (в годичном цикле) осаждения рудного элемента по сравнению с той интенсивностью его садки, которая типична для обычного (кларкового) седиментогенеза*. Суммирование усиленной садки компонента на определенной площади за много лет как раз и создает, в конце концов, рудный пласт большей или меньшей мощности и площади. При этом у элементов с ничтожной растворимостью в природных водах и потому с ничтожными запасами их в водной массе конечных водоемов стока, как, например, у Al_2O_3 , Fe, Mn, многих микроэлементов, интенсификация садки может происходить только за счет усиленной подачи их (в той или иной форме) с континента. У элементов с повышенной растворимостью в природных водах и потому со значительными и большими запасами в воде конечных бассейнов стока, как, например, у P, $CaCO_3$, $MgCO_3$, SiO_2 и др., локальная интенсификация процессов осаждения может происходить в первую очередь за счет собственных запасов водоема, без обязательного непосредственного поступления в данную точку веществ с континента. Речной сток, как поставщик веществ, и в этом случае играет важную роль, но лишь в качестве общего пополнителя запасов растворенных веществ в водной массе бассейна. Такую же роль играют в данном случае и гидротермальные воды вулканических областей.

Но даже при интенсивной садке компонента из наддонной воды, накопление его на дне может произойти отнюдь не всегда, а лишь при определенной гидродинамической и палеогеографической обстановке. На открытом шельфе, при интенсивных волнениях, выделившиеся твердые фазы рудного компонента, благодаря обычно своим малым размерам, не фиксируются на дне, но смываются в пелагическую область бассейна, где распределяясь на огромной площади, уже не дают рудных концентраций. Хорошим примером является современное Охотское море. С многочисленных островов Курило-Камчатской дуги в море поступают высокие концентрации и большие массы растворенного материала: Al_2O_3 , Fe, Mn и много других компонентов. Однако нигде в пределах Охотского моря нет ни накоплений бокситов, ни железных руд, ибо режим весьма бурных волнений, свойственный этому морю, не дает возможности осесть в прибрежной

зоне ни одному из выпавших в твердую фазу рудных веществ, но выбрасывает их в центральную котловину моря, где они, распределяясь на огромной площади, уже не дают сколько-нибудь заметных накоплений. Таким образом, необходимым условием возникновения руд в конечных водоемах стока является такая палеогеографическая ситуация, которая локально по возможности ослабляет интенсивность гидродинамического режима. Площади моря с изрезанной береговой линией, многочисленными островами, отмелями и впадинами между ними являются идеальным рудообразующим ландшафтом, ибо в этих условиях гидродинамический режим ослаблен и вынос тонких частиц из прибрежной зоны в пелагическую сведен к минимуму. Эта обстановка типична для рудоотложения всех тех малорастворимых в воде соединений, у которых рудные тела возникают за счет непосредственного поступления материала с берега, с континента, т. е. для Al_2O_3 , Fe, Mn, малых элементов. Но та же самая обстановка во многих случаях весьма важна и для компонентов, генерируемых в первую очередь за счет собственных их запасов в водной массе бассейна (например, для P, $MgCO_3$ и др.).

Очень важным фактором, контролирующим возможности рудообразования даже при интенсивном выделении твердых фаз из растворов, является разбавление осаждающегося рудного компонента нерудным терригенным материалом. Нетрудно представить себе, например, случай, когда высокая абсолютная интенсивность химической садки Fe, Mn или P сопровождается резко усиленным приносом обломочных (песчано-алевритово-глинистых) частиц. Этот терригенный материал может полностью погасить эффект усиленного химического (или биогенного) осаждения рудного компонента, и в результате возникнет порода с кларковым содержанием его. *Принос в бассейн разбавляющего терригенного материала может, следовательно, то способствовать рудообразованию (ослабленное поступление кластических частиц), то тормозить его (усиленный занос)*. Анализ большого фактического материала приводит к заключению, что *в подавляющем большинстве случаев рудонакопление осуществляется на базе ослабленного поступления в бассейн терригенного материала*, т. е. при более или менее пассивном тектоническом режиме седиментационной области; единственным исключением являются угольные месторождения, возникновение которых, напротив, происходит главным образом на базе активного тектонического режима седиментационной площади, что надо связывать с чрезвычайной быстротой роста торфяников.

Таким образом, гидродинамический режим и палеогеография района, где происходит седиментация рудного компонента, а также характер тектонического режима прилежащих частей водосборов являются первостепенными по значению факторами, контролирующими эффективность рудного процесса даже при условии, что химико-биогенное осаждение рудного компонента из воды течет интенсивно и далеко превосходит темпы осаждения при обычном кларковом процессе.

В последнее время указаны и еще по крайней мере два дополнительных фактора, имеющие отношение к формированию рудных тел: диагенетическое перераспределение веществ и перемывание рудного осадка в процессе его накопления.

Как известно, в диагенезе имеет место образование макро- и микроконкреций, в которых содержание рудного компонента повышено сравнительно с вмещающей стяжения основной массой рудного пласта. Так как подобного рода стяжения могут в процессе добычи руды отмываться и использоваться отдельно, то процесс их образования следует, вообще говоря, рассматривать как процесс дополнительного обогащения руды. Степень дополнительного концентрирования, однако, судя по немногим имеющимся определениям, невелика и потому диагенетическое перерас-

пределение компонентов внутри рудного пласта, возникшего в седиментогенезе, имеет второстепенное значение; исключения составляют лишь сидериты.

Точно так же второстепенную роль в качестве рудообразующего фактора, играет, по-видимому, и неоднократное перемывание рудного пласта в процессе его формирования. Следы такого перемывания действительно многочисленны в бокситах, оолитовых железных рудах, фосфоритах, марганцевых рудах. Предполагается, что при перемыве из пласта удаляются тонкодисперсные терригенные компоненты, а рудные стяжения, (бобы, оолиты, конкреции) остаются и, накапливаясь, повышают качество руды. Некоторые исследователи (Г. И. Бушинский) придают этому процессу весьма большое, даже решающее значение в образовании месторождений. Согласиться с такой точкой зрения, однако, трудно. Ведь в рудном пласте *in statu nascendi* рудный материал находится не только в виде бобов, оолитов и конкреций, но и в виде тонкодисперсной фазы между ними, и, стало быть, при перемывах пласта должен удаляться вместе с тонкодисперсной фазой терригенного материала. А в таком случае перемыв отнюдь не всегда должен сопровождаться повышением качества остающегося материала; когда тонкодисперсного рудного материала много, его удаление в процессе перемыва пласта несомненно ухудшает, а не улучшает качество руды. Это значит, что перемывание рудного пласта, находящегося *in statu nascendi*, имеет в качестве рудообразующего фактора лишь факультативное и потому второстепенное значение.

Своеобразная схема рудного процесса, использующая явление перемывания и переотложения рудного материала, была предложена недавно И. А. Шамраем (1956). Он исходит из факта, что морю присуща «известная тенденция — перемещать в крайне прибрежные зоны (намывать у берегов) наиболее крупный материал, содержащийся в составе накаплиющихся морских осадочных масс при концентрации их на глубинах с достаточной гидродинамической активностью» (стр. 126). В первую стадию формирования руд в осадке на широкой его площади, в результате диагенетического минералообразования и перераспределения, образуются рудные стяжения — оолиты, бобовины, конкреции, более крупные сравнительно с вмещающей их массой. «При превышении размеров хотя бы некоторой части рудных выделений над частицами терригенного и вообще нерудного материала, в гидродинамически активной обстановке происходят отсортировка и изолированное концентрированное накопление рудных компонентов» (стр. 130): вымытые рудные стяжения перемещаются в направлении к берегу и здесь образуют локальные чистые накопления. «Условия залегания ряда морских месторождений бурожелезистых руд, сидеритов, бокситов, глауконитовых месторождений и др., их структурные и текстурные особенности, взаимоотношения руд с вмещающими породами и прочее показывают, — по мнению И. А. Шамрая, — что большинство этих руд имеет явно аллохтонный характер, причем в формировании их видную роль играли факторы гидродинамического, механического порядка» (стр. 121). Надо сказать, однако, что ни один из приводимых И. А. Шамраем примеров не имеет однозначного истолкования в духе развиваемой им концепции, но также легко (и даже лучше) может быть объяснен с других позиций. Несомненная же приуроченность ряда железорудных месторождений к отложениям прибрежной зоны и к западинам дна вообще не может быть объяснена гипотезой И. А. Шамрая. Вот почему никак нельзя говорить об аллохтонности большинства бокситовых, сидеритовых, железных и тому подобных руд, — они автохтонны. В то же время несомненно, что перемывы материала в ходе образования месторождений были и что они порою сопровождались повышением качества рудного тела за счет выноса терригенных примесей. Но при перемывах этих не происходи-

ло перемещения рудных компонентов в направлении к берегу, как допускает И. А. Шамрай, а просто удалялась взмучиванием часть более тонких и легких терригенных частиц, лежавших между рудными бобовинами, оолитами, стяжениями; вместе с тем, усиленные движения воды, вызывавшие перемывы, естественно заносили в руду с берега более крупные терригенные частицы, что нередко вызывало несоответствие granulometрии терригенного материала в цементе и в самих рудных компонентах; особенно наглядно проявляется это в конкреционных фосфоритовых пластах.

Суммируя изложенное, получаем, что рудообразование в гумидных зонах находится под влиянием по крайней мере пяти факторов:

$$P = f(\alpha, \beta, \gamma, \delta, \epsilon),$$

где α — интенсивность химико-биогенной садки рудного компонента, обусловленная в одних случаях локально резко усиленной подачей его с берега, в других — усиленным использованием запасов его в водной массе бассейна; β — влияние гидродинамического режима и палеогеографии района усиленной садки рудного компонента; γ — действие разбавления приносимым с берега терригенным материалом; δ — дополнительное концентрирующее влияние процессов перераспределения веществ в диагенезе рудного осадка; ϵ — перемыв рудного пласта с выносом из него тонкодисперсного терригенного материала.

Рудообразование достигает наибольшей силы лишь в тех случаях, когда все пять факторов действуют согласованно и в благоприятном (аккумулярующем) направлении. При разное в характере их работы положительное влияние одного фактора погашается в значительной мере отрицательным воздействием другого; в результате в лучшем случае возникает низкокачественная руда, в худшем же рудообразование останавливается на стадии незавершенного, слабого или вовсе зачаточного, эмбрионального. Особенно вредно сказывается недостаточное развитие фактора α или неблагоприятное влияние факторов β и γ .

Так как все пять факторов, участвующих в рудообразовании, независимы друг от друга, то естественно, что благоприятное согласованное, т. е. аккумулярующее их действие должно было представлять собою явление достаточно редкое в истории Земли и каждый раз достаточно ограниченное в пространстве. Именно это обстоятельство и является причиной того, что рудные тела относительно редки в стратифере и ограничены по размерам и по массе сконцентрированного в них рудного элемента. Разной в действии рудообразующих факторов встречался гораздо чаще и представлял собою, по-видимому, обычное нормальное явление на стадии гумидного седиментогенеза. Отсюда недоразвитые и эмбриональные формы рудообразования встречаются несравненно чаще нормально развитых и концентрируют в себе гораздо большие массы рудного компонента.

Сказанное позволяет понять, в чем заключается специфика рудного процесса и каковы соотношения его с процессом кларковым — нерудным?

Все пять факторов рудообразования — $\alpha, \beta, \gamma, \delta, \epsilon$ действуют и при рудном и при обычном кларковом седиментогенезе; в этом отношении рудный процесс принципиально таков же, что и нерудный. Но при рудном процессе фактор α имеет обычно, хотя и не всегда, гораздо большую величину, чем при процессе кларковом, а остальные четыре ($\beta, \gamma, \delta, \epsilon$) действуют согласованно и в направлении, благоприятствующем сохранению и аккумуляции в осадке тех высоких содержаний рудного компонента, какие порождаются интенсивной садкой из воды рудного компонента. При кларковом процессе напряженность действия фактора α обычно (но не всегда) мала, а все остальные рудообразующие факторы ($\beta, \gamma, \delta, \epsilon$) действуют вразной, погашая положительное влияние друг друга. Отсюда следует, что гумидное рудообразование порождается не действием какого-то специфического фак-

тора, отсутствующего при обычном (кларковом) седиментогенезе¹, а специфическим сочетанием обычных факторов, работа которых в этом случае согласована, так что положительное аккумулирующее действие одного из них поддерживается и усиливается положительным же аккумулирующим действием всех других. Новая качественно порода — рудное тело — возникает вследствие согласованного аккумулирующего действия всех тех же факторов, разнотипная работа которых свойственна кларковому седиментогенезу.

5. Физико-химическая сущность гумидного осадкообразования

Окидывая общим взглядом процессы, протекающие на водосборных площадях и в конечных водоемах стока, нельзя не подчеркнуть в них несколько чрезвычайно характерных черт, вскрывающих физико-химическую сущность гумидного седиментогенеза.

Одна из этих черт заключается в фазовой дифференциации веществ, вступивших в миграцию и сносимых в конечные водоемы стока.

Первый акт разделения имеет место при выветривании и смыве материнских пород на водосборных площадях. При этом часть веществ переходит в раствор или механически удаляется из элювия, другая же часть остается на месте, принимая в большинстве случаев новые минералогические формы и формируя новое тело — кору выветривания.

Второй акт дифференциации осуществляется также на водосборных площадях, но уже в путях переноса механически смытых и растворенных веществ. При этом растворенный материал в значительной мере отделяется от взвешенного кластического; первый практически нацело уносится в водоемы, второй в очень большой части своей остается в пределах водосборных площадей. Это обстоятельство предопределяет обломочную природу континентальных накоплений (делювия, пролювия, аллювия) и создает возможность интенсивного химико-биологического накопления веществ в морских и озерных бассейнах.

Третий акт фазовой дифференциации, по смыслу своему отвечающий второму, локализован в устьевой части рек, на стыке их с водой конечного бассейна стока. Здесь продолжается то отделение растворенных веществ от кластического материала, какое началось еще на водосборной площади и в русле реки. При этом биогенные вещества, благодаря работе биофильтра, временно нацело или в своей большей части переходят в тела планктонных организмов и в таком виде поступают в бассейн, где после отмирания и минерализации клеток вновь оказываются в растворе.

Заключительный акт фазовой дифференциации имеет место в конечном водоеме стока — морском или озерном бассейне. Здесь оседает полностью весь поступивший в бассейн обломочный материал, взвешенный и влекомый, а из растворов — все трудно растворимые в биологически активные вещества: Fe, Mn, P, SiO₂, CaCO₃, MgCO₃, (частью), F (частью) и некоторые малые элементы (частично); все же легко растворимые и биологически инертные компоненты — NaCl, MgSO₄, MgCl₂ и др. — остаются в растворе, увеличивая содержание солей в гидросфере. Иначе говоря, из всей совокупности внесенных в водоем веществ осаждаемая в данных физико-химических условиях часть отделяется от неосаждаемой. Внутри первой также происходит некоторое пространственное разделение: абсолютные массы химически и биологически осажденных компонентов несколько смещаются в пелагическом направлении сравнительно с массами механически осевших частиц; это обстоятельство предопределяет повышенное накопление карбонатных, кремнистых, битуминозных осадков и высокие кларко-

¹ Как это казалось ранее автору и было отражено в некоторых его статьях.

вые содержания Fe, Mn, P и малых элементов в терригенных фациях центральных частей моря.

В целом при переносе и осаждении веществ, мобилизованных в коре выветривания гумидных зон, осуществляется нарастающее разделение двух фаз — механически переносимой и растворенной.

Эффективность этой дифференциации, однако, весьма различна в разных физико-географических условиях. Она минимальна на территориях тектонически активных, с расчлененными водосборами и котловинными конечными водоемами стока и максимальна — в регионах тектонически пассивных, с плоскими водосборами и плоскими мелководными конечными бассейнами стока, медленно накапливающими осадок.

Несмотря на важную роль осадочной дифференциации, все же никак нельзя сводить к этому процессу все содержание седиментогенеза, как это вслед за Л. В. Пустоваловым думали еще недавно. Наряду с дифференциацией важнейшую роль в осадочном процессе играет *смешение осадочного материала*, отчетливо проступающее на всех этапах осадкообразования. Оно ярко проявляется уже в речной сети, дренирующей водосборную площадь; здесь в магистральном потоке объединяется и перемешивается материал, приносимый отдельными его притоками. В конечном водоеме стока материал, поступающий из разных частей водосборов, также испытывает смешение, особенно топкистые пелитовые частицы и растворы. Наконец, кластогенные и химико-биогенные твердые фазы, осевшие на дно и сами по себе являющиеся результатом дифференциации, реально в осадке вновь смешиваются, но не в случайных, а в закономерных пропорциях, отражающих объем предшествующей захоронению дифференциации.

Таким образом, процессы смешения: а) непрерывно формируют состав того транспортируемого материала, дифференциация которого дает осадки; б) являются завершающим актом процесса дифференциации и создают на дне водоема конкретные типы осадков. Вот почему каждый тип их всегда представляет собою реально смесь терригенных и химико-биогенных компонентов в разных пропорциях и разного состава, зависящих от местонахождения образца внутри общей седиментационной площади.

Важная роль смешения наряду с дифференциацией, заставляет рассматривать седиментогенез в целом как теснейшее взаимодействие и переплетение двух этих взаимно дополняющих друг друга и в известной мере антагонистических процессов; в этом физико-химическая сущность его, на что впервые было обращено внимание Н. Б. Вассоевичем, Д. Г. Сапожниковым, Г. Ф. Крашенинниковым.

Подчеркнем, что *процессы дифференциации никогда не доходят до своего логического конца, но проявляются обычно в весьма ограниченной степени, а нередко едва намечены.* Объясняется это обилием встречных процессов, тормозящих дифференциацию и приводящих вновь к совместному осаждению веществ, как будто уже отдифференцированных друг от друга.

Так, например, как только растворы выделяют микрокристаллы или гелевый сгусток какого-либо состава, эти новообразованные твердые фазы становятся в те же условия, что и гидравлически эквивалентные им кластические твердые частицы; они вместе переносятся, вместе захороняются. Это обстоятельство тормозит дальнейшее отделение химико-биогенных продуктов от терригенных, обрывает дальнейшую их дифференциацию.

Непрерывная пульсация силы переносящего потока приводит к тому, что на дне, в осадке, накаплиются кластические частицы разных размеров, т. е. ограничивается эффективность механической дифференциации. Явления соосаждения, изоморфизма, сорбции малых элементов многими соединениями макроэлементов приводят к сложному составу возникающих химически-осажденных твердых форм, т. е. ограничивают эффективность процессов химической дифференциации веществ. Еще в большей степени

действуют в этом же направлении организмы, играющие выдающуюся роль в образовании твердых фаз при гумидном седиментогенезе. Все это, вместе взятое, хотя и не упраздняет полностью процессов дифференциации, но все же резко их ослабляет и делает осадки образованиями всегда многокомпонентными.

В заключение отметим еще одну существенную сторону гумидного седиментогенеза, до сих пор почему-то не привлекавшую к себе внимания.

Мы видели выше, что хотя механическая и химическая денудация на водосборных площадях изменяются, как правило, в одном направлении — вместе усиливаются, вместе убывают, эти изменения происходят с резко неодинаковой силой: очень интенсивно у механической денудации, много слабее у химической. Нечто аналогичное наблюдается и в соотношениях абсолютных масс кластических и химико-биогенных компонентов в осадках конечных водоемов стока.

Из табл. 23 видно, что в то время как обломочный материал изменяется с 121—136,8 г/см² в прибрежной зоне до 2,3—2,8 г/см² в пелагической области, т. е. примерно в 60 раз, СаСО₃ изменяется с 31,5—29,3 г/см² в прибрежной полосе до 6,84—5,9 г/см² в пелагиали, т. е. в 4,5—5 раз. Совершенно те же соотношения наблюдаются и в Аральском море; амплитуды абсолютных масс терригенной составляющей многократно больше амплитуд изменений масс СаСО₃.

Сходство явлений несомненно, хотя конкретная причина их на водосборных площадях и в конечных водоемах стока существенно различна. На водосборах большие изменения механической денудации сравнительно с химической имеют причиной большую простоту и легкость развития механического смыва сравнительно с химическим выщелачиванием. В конечных водоемах стока большие изменения абсолютных масс кластических частиц на площади коренятся в их меньшей транспортабельности сравнительно с растворами. Сгружаясь вблизи источника поступления, обломочные частицы мало и очень мало достигают пелагиали, — отсюда большие колебания их абсолютных масс от прибрежной зоны к пелагической. Более подвижный растворенный материал проникает дальше в пелагиаль, отсюда большие массы его здесь и меньшая разница сравнительно с прибрежной зоной.

Все эти различия механизма, однако, не устраняют самого факта однотипности в соотношениях между механическими и физико-химическими процессами на всей седиментационной области, взятой в целом.

Какую бы часть этой области ни взять: водосборы или конечные водоемы стока, *всегда напряженность чисто механических процессов колеблется в несравненно большем диапазоне сравнительно с напряженностью процессов химико-биологических.*

Эта закономерность красной нитью проходит через все моменты гумидного седиментогенеза и является его типовой особенностью.

У. ПРЕВРАЩЕНИЕ ОСАДКОВ В ПОРОДЫ И ВТОРИЧНЫЕ ИХ ИЗМЕНЕНИЯ

1. Физико-химическая сущность диагенеза бассейновых осадков

Образование осадков на водосборных площадях и в конечных водоемах стока является лишь первой стадией в длительной истории формирования осадочных пород. Мною предложено называть ее стадией седиментогенеза (Страхов, 1953). В эту стадию возникает, в сущности говоря, как бы сырой материал, преобразование которого дает, в конце концов, осадочную породу. Совокупность процессов преобразования осадка в породу уже давно обозначается термином диагенез осадка; отвечающий же им период времени удобно назвать стадией диагенеза (Страхов, 1953).

Характер диагенетических преобразований осадков бассейновых, возникающих под постоянным покровом воды, заметно отличается от преобразования осадков субаэральных, например — делювия, пролювия, частью аллювия, и потому мы рассмотрим их отдельно.

Свежесформированный бассейновый осадок представляет в подавляющем большинстве случаев рыхлое или текучее тело, резко обводненное, богатое микроорганизмами и состоящее из весьма разнородного химико-минералогически материала, частью твердого, частью жидкого и газообразного. Важнейшей чертой этой совокупности веществ с физико-химической точки зрения является отсутствие равновесия между многими, входящими в ее состав, реакционноспособными соединениями; это резко неуравновешенная и потому неустойчивая физико-химическая система. В самом деле, в осадке имеется большее или меньшее количество свободного кислорода и богатых кислородом веществ, способных отдавать его, например SO_4^{2-} , Fe_2O_3 , $n \text{H}_2\text{O}$, гидроокислы Mn и др., и рядом — живые организмы, бактерии, нуждающиеся в кислороде для поддержания существования, а также мертвое органическое вещество. Пропитывающая ил вода, не отличающаяся в момент образования осадков от воды наддонной, обычно не насыщена CaCO_3 , MgCO_3 , SiO_2 , фосфатами и другими компонентами, а между тем в осадках обычно имеется биогенно осажденный или перенесенный в составе взвеси кальцит, MgCO_3 , SiO_2 и другие вещества; все они не находятся в равновесии с иловой водой, захороненной в осадке. Мицеллы глинистых минералов содержат разнообразные поглощенные ими катионы, которые обычно не отвечают исходному составу иловой воды и потому неизбежно должны изменяться при длительном соприкосновении с этой водой. Из этих примеров очевидно, что свежесформированный осадок действительно является системой, физико-химически не уравновешенной, притом не уравновешенной по многим направлениям. Естественно, что в осадке немедленно после фиксации частиц на дне начинается серия процессов уравновешивания, приспособления реакционноспособных частиц друг к другу. *Этот процесс физико-химического уравновешивания сложной и многокомпонентной системы реакционноспособных веществ в термодинамических условиях поверхности земной коры и есть то, что мы называем диагенезом осадка или превращением его в породу.* Впервые такое толкование его было предложено Л. В. Пустоваловым в 1940 г.

Достижение равновесия осуществляется серией физико-химических процессов, теснейшим образом друг с другом связанных и представляющих собой единое и неразрывное целое.

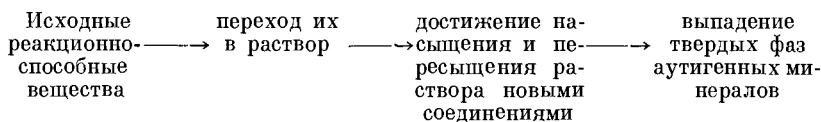
Самым ранним из этих процессов является поглощение организмами свободного кислорода из иловой воды, после чего начинаются процессы редукции гидроокислов Fe^{3+} , Mn^{4+} , V, Cr и др., а также редукция сульфатов (SO_4^{2-}). Среда осадка из окислительной превращается в восстановительную, Eh ее понижается, а pH, после некоторого понижения в самом начале процессов, обычно повышается. Имеющиеся в осадке твердые фазы SiO_2 , CaCO_3 , MgCO_3 , SrCO_3 и других веществ, длительно соприкасаясь с водой, не насыщенной ими, постепенно растворяются, достигая стадии насыщенных растворов. Между катионами, находящимися в поглощенном состоянии на мицеллах глинистых минералов, и катионами иловой воды происходит обмен, в результате которого меняется состав как илового раствора, так и поглощенных оснований, и многие малые элементы в большей или меньшей степени обогащают иловый раствор. Одновременно разлагается и само органическое вещество, переходя при этом частью в газы (CO_2 , H_2S , H, N_2 , NH_3 и др.) и воднорастворимые соединения, накапливающиеся в воде, частью же давая более устойчивые комплексы, сохраняющиеся в твердой фазе осадка.

В итоге всех этих процессов вода, пропитывающая осадок, особенно глинистый, коренным образом меняет свой характер. Она в большей или меньшей степени лишается сульфатов, резко повышает свой щелочной резерв и обогащается Fe^{2+} , Mn^{2+} , SiO_2 , органическим веществом, фосфором, малыми элементами, лишается O_2 , взамен которого накапливаются H_2S , CH_4 , CO_2 , NH_3 , H и др. Eh резко падает до минус 150—300, а pH колеблется от 6,8 до 8,5 и т. д. *Возникает геохимический мир, резко отличный от мира наддонной воды, хотя и находящийся в ближайшем с ним соседстве.*

Оформление специфических иловых растворов дает толчок двум важным, но существенно различным процессам.

Первый заключается в «обмене веществ» между наддонной водой и иловым раствором. Исчезающие из осадка в ходе диагенеза O_2 и SO_4^{2-} , а вместе с сульфатным ионом также Ca^{2+} и Mg^{2+} , интенсивно диффундируют в иловый раствор из придонной воды и поглощаются илом. С другой стороны, газы, накопившиеся в илах (CO_2 , NH_3 , H_2S , CH_4 и др.), а также Mn^{2+} , P , Fe^{2+} , SiO_2 , CaCO_3 и другие компоненты, обогащающие иловый раствор, медленно диффундируют в наддонную воду. Этот своеобразный «обмен веществ» между осадками и наддонной водой захватывает осадок на глубину до нескольких метров. Именно он позволяет некоторым компонентам, как, например, S и Mg^{2+} , накапливаться в осадке в количествах гораздо больших, чем те, какие имеются в первоначально захороненной в осадке воде. Этот же «обмен веществ», с другой стороны, ведет иногда к полному удалению из осадка некоторых компонентов, например внешней биогенно SiO_2 в тех случаях, конечно, когда количество ее было вообще незначительно.

Еще существеннее другой процесс, свойственный только осадкам. Дело в том, что сочетания некоторых ионов, находящихся в растворе, рано или поздно достигают стадии насыщения раствора тем или иным веществом, которое поэтому и выпадает в осадок, образуя диагенетические минералы. Такими являются: лептохлориты, сидерит, родохрозит, сульфиды железа, свинца, цинка и т. д. С началом образования этих аутигенных минералов ранее указанные процессы редукции, растворения и десорбции элементов, понятно, не прекращаются, но между ними и садкой аутигенных минералов устанавливается характерное соотношение:



В целом, за счет исходных неравновесных реакционноспособных твердых фаз происходит генерация новых устойчивых аутигенных минералов. Именно таким путем возникло подавляющее большинство аутигенных минералов осадочных пород; немногие из этих минералов сформировались в седиментогенезе (кальцит, опал, гидроокислы Fe, Mn)¹.

Образованием диагенетических минералов, однако, дело не заканчивается. Пестрота физико-химической обстановки, — по pH, Eh, концентрациям ионов, — в разных участках осадка приводит к тому, что диагенетические минералы, вначале распределенные в осадках более или менее равномерно, начинают перераспределяться, уходя из одних мест, создавая сгущения в других: неопределенных очертаний пятна, линзы, конкреции, пластообразные стяжения и т. д. *Равномерное распределение аутигенных минералов постепенно сменяется резко выраженным неравномерным.*

¹ Когда они присутствуют в породе и не возникли вторично за счет ее выветривания.

При этом разные минералы дают стяжения в разных точках осадка, обособляясь тем самым в большей или меньшей степени друг от друга. Происходит более или менее ясно выраженная химическая дифференциация индивидуальных веществ.

Так, в результате сложной серии взаимосвязанных процессов исходная, физико-химически не уравновешенная, внутренне противоречивая многокомпонентная система легкоподвижных реакционноспособных веществ — твердых, жидких, газообразных — превращается через некоторое время в систему внутренне уравновешенную или чрезвычайно близкую к равновесию; осадок становится породой.

Одновременно с описанными физико-химическими превращениями имеют место изменения и физико-механических свойств: осадки в некоторой — очень небольшой — мере уплотняются, теряют свою свободную (поровую) воду; при перераспределении веществ и формировании конкреций образуются плотные окаменелые участки пород; осадки, богатые CaCO_3 и кремнеземом, вообще более или менее значительно уплотняются. Но все эти окаменения и уплотнения в общем имеют спорадический, локальный характер. В целом же основная масса только что сформированных пород — песков, алевроитов, глин, мергелей и других — представляет собой достаточно рыхлые, сыпучие или пластичные, мало плотные образования. Иначе говоря, *для диагенеза характерно сочетание глубокой химико-минералогической переработки многих реакционноспособных веществ осадка со слабо выраженным его общим уплотнением и спорадическим пятнистым окаменением в итоге перераспределения веществ.*

В настоящее время еще не установлено, на какой глубине под поверхностью осадка заканчиваются процессы диагенеза; определения варьируют от немногих десятков метров (10—50) до первых сотен (200—300 м). В зависимости от скорости образования осадков глубина эта, вероятно, может варьировать в весьма широких пределах и указанные выше цифры в этом смысле одинаково верны. Какой бы, однако, ни оказалась в дальнейшем нижняя граница зоны диагенеза, ясно одно, что этот процесс протекает в таких термодинамических условиях, которые чрезвычайно близки к термодинамическим условиям, господствовавшим на участке, где шло формирование осадка. Прирост температуры от 1—2 до 8—10°, как максимум, и давлений от 2 до 20—30 атм дела не меняет. Это означает, что источником энергии для протекающих сложных физико-химических процессов на стадии диагенеза являются не изменения термодинамических условий существования системы, а внутренняя энергия самой системы, запасенная в стадию седиментогенеза и освобождающаяся в процессах уравновешивания самой системы. Движущей же силой диагенеза являются внутренние противоречия в вещественном составе осадка, постепенно изживаемые путем преобразования минералогической формы реакционноспособных веществ и их приспособления друг к другу. С этой точки зрения диагенез осадков гумидных зон представляет собой логическое продолжение седиментогенеза; он реализует те внутренние возможности преобразований веществ, какие заложены в них самих, на фоне практически одной и той же термодинамической обстановки.

2. Особенности диагенеза субаэральных или частично субаэральных отложений

Существенно иначе протекает диагенез осадков в субаэральных условиях, например в делювии, пролювии, аллювии.

Во всех этих случаях свежееотложенные слои осадка находятся под воздействием воздуха, метеорных осадков и растительного мира, поселяющегося на формирующихся отложениях. Под влиянием выпадающей влаги

всегда возникает более или менее ясно выраженный нисходящий ток воды с растворенными в ней CO_2 и органическими кислотами, которые действуют как фактор, выветривающий минеральные компоненты осадков и выщелачивающий из них наиболее растворимые соли. В настоящих гумидных климатах этот нисходящий ток действует постоянно; в климатах с засушливым периодом, по границам гумидных поясов, — эпизодически, в сезоны дождей, сменяясь в засушливое время восходящим током почвенных вод. Последний не только содействует выветриванию свежееотложенных слоев осадка, но и частичному засолению их карбонатом кальция.

Все эти процессы, видоизменяющие только что отложенные субаэрально слои, не имеют ничего общего с диагенезом, как стадией внутреннего физико-химического уравнивания осадка, ибо протекают под влиянием *внешнего агента* — просачивающейся сверху вниз (или поступающей снизу вверх) воды, часто с солями, чуждыми отложениям. Но все эти субаэральные процессы в точности отвечают выветриванию и почвообразованию. Это значит, что *субаэральные осадки гумидных поясов, в отличие от субаквальных, тотчас после своего образования проходят более или менее длительную стадию выветривания и при этом более или менее значительно видоизменяются под влиянием промывающей их воды*. И лишь после того, как они будут перекрыты более или менее мощным пластом новых отложений, предохраняющих их от воздействия гипергенных агентов, начнутся процессы взаимного уравнивания тех компонентов с противоположными свойствами, какие еще сохраняются в осадке после выветривания. Понятно, что интенсивность этих собственно диагенетических процессов в данном случае будет заметно ослаблена против того, что имеет место у субаквальных отложений.

Конечный результат диагенетических преобразований субаэральных осадков зависит от интенсивности выветривания, вклинившегося между моментом отложения осадка и его диагенезом. Наблюдения над минеральными новообразованиями в аллювиальных, русловых и пойменных отложениях угленосных толщ Донбасса, Кузбасса, Караганды показывают, что *по характеру своему они неотличимы от минеральных новообразований в субаквальных отложениях — озерных и морских*; в частности, вполне сходны в них формы железа и их связь с органическим веществом. Все это свидетельствует, что субаэральные условия, в которых эпизодически находились аллювиальные отложения древних рек, не смогли коренным образом извратить ход и результаты той диагенетической стадии, в которую вступили аллювиальные отложения после их кратковременного выветривания при субаэральном режиме. Как обстоит дело с другими типами субаэральных отложений — пока неясно. Для наших целей, однако, важно, что сущность послеседиментационных процессов во всех типах субаэральных отложений остается одной и той же, независимо от силы выветривания. *Всегда субаэральные условия после отложения осадков более или менее длительно приостанавливают наступление диагенетической стадии и соответственно более или менее значительно подавляют ее*. Полное исключение диагенеза наступает лишь тогда, когда выветривающиеся субаэральные осадки нацело уничтожаются денудацией.

3. Физико-химическая сущность вторичных изменений осадочных пород (метагенез)

Диагенезом осадков завершается становление осадочной породы. Учитывая это обстоятельство, я предложил в 1957 г. объединить стадию седиментогенеза и диагенеза в понятие *литогенеза*, т. е. фазы образования осадочной породы. В дальнейшем наступает еще более длительная по времени фаза *вторичных изменений пород* или метагенеза.

Только что сформированная осадочная порода переносится движениями земной коры на все более значительные глубины, во все более резко изменяющиеся термодинамические условия. Появляется и все более нарастает противоречие между вещественной системой, какой является порода, и термодинамической обстановкой ее нахождения. Это противоречие вызывает все более энергичные новые преобразования вещества породы и ее текстур и структур, совокупность которых мы и называем *метагенезом*. Конечным моментом их является превращение осадочной породы в породу метаморфическую. Таким образом, движущим фактором и причиной метагенетических изменений пород являются не внутренние, присущие породе противоречия между компонентами, как было в диагенезе, а постоянно возобновляющееся под влиянием тектонических движений противоречие между вещественным составом породы, как целого, и теми термодинамическими условиями, в которые она попадает.

На длинном пути метагенеза имеются свои стадии, которые еще предстоит выяснить. Пока что можно, как мне кажется, выделить две такие стадии: катагенез¹ и ранний метаморфизм или протометаморфизм.

Стадию катагенеза лучше всего, хотя, может быть, и недостаточно полно, иллюстрируют разрезы через платформенные чехлы осадочных пород, доступные пока до глубины в 3—3,5 км.

Термодинамическая обстановка характеризуется ростом давления до 800—900 атм и температур до 90—100°; увеличение давления, следовательно, резко опережает рост температур.

Проследивая изменения осадочных пород в кернах буровых скважин, можно установить, что все типы их сверху вниз постепенно уплотняются и окаменевают. На глубинах 3—3,5 км уже нет рыхлых песков, но всегда более или менее плотные песчаники; нет рыхлых алевролитов, но всегда более или менее крепкие алевролиты, нет глин, но всегда аргиллиты, порой даже сланцеватые. Иначе говоря, *осуществляется сплошное, региональное окаменение*. В то же время их минералогический состав, текстуры и частично структуры показывают лишь второстепенные изменения, а в общем остаются еще вполне типичными для осадочных пород; это позволяет не только легко определять петрографические типы пород, но и проводить их фациальный анализ. Таким образом, в катагенезе основной реакцией осадочных пород на изменение термодинамических условий является уплотнение пород, их литификация при второстепенных изменениях минералогического состава. Эта реакция вполне отвечает сути перемен самой термодинамической обстановки.

Несмотря на ограниченный объем химико-минералогических изменений пород в катагенезе, они весьма интересны по своему существу. Главнейшие из них сводятся к следующему. При литификации глинистых пород из них выжимается огромное количество воды, которая перемещается частью в поры обломочных и карбонатных пород, частью в трещины, пересекающие породы по мере их литификации. Эти подземные воды далее, путем, нам пока не вполне ясным, осолоняются, причем содержание солей в них доходит порою до 250—300 г/л. В ходе осолонения они, с одной стороны, метаморфизуются под влиянием катионного обмена с глинистыми породами и становятся хлор-кальциевыми², с другой,— осаж-

¹ Долгое время я называл эту стадию эпигенезом. Однако сейчас, учитывая замечания Н. Б. Вассоевича (1957), я считаю более правильным отказаться от термина эпигенез, заменив его, по предложению названного автора, термином катагенез.

² Начало этого процесса в ряде случаев относится к раннему диагенезу (например — илы Черного моря).

дают в порых гипс, ангидрит, флюорит, целестин; происходит более или менее выраженная сульфатизация пород, флюоритизация их и т. д., особенно четко выступающие в карбонатных породах.

Поскольку осолонение подземных вод, их рН и Eh неоднородны, но сильно варьируют на близких расстояниях, в породах вновь возникает пестрота физико-химической обстановки, приводящая к новому перераспределению веществ в катагенезе. В одних местах начинается растворение многих обломочных компонентов — кварца, минералов тяжелой фракции и т. д., в других, в иных условиях, перешедшие в раствор компоненты вновь выпадают в осадок, образуя ряд своеобразных минеральных новообразований. Среди них особенно распространены новообразования титансодержащих минералов — лейкоксена, брукита, анатаза, рутила, даже перовскита, развитие хлоритов по биотиту, появление полевых шпатов, эпидота и т. д. Особенно развиты эти новообразования в песчаниках, частью известняках.

Помимо влияния соленых подземных вод, существенное значение в катагенетических преобразованиях веществ, особенно в нижней части зоны катагенеза, играет растворяющее влияние самого давления. В полимиктовых песчаниках, лишенных цемента, в точках соприкосновения песчаных зерен давление становится огромным. Как показали Хилд (Hald, 1955, и др.) и А. В. Копелиович (1958^{1,2}), это влечет за собою растворение зерен и перетолжение растворенного материала в ближайшем соседстве. Между зернами песчаников возникают микролитолитовые швы; одни зерна как бы вдавливаются в другие и т. д. Одновременно происходит регенерация зерен и новообразование минералов. Массы вещества, приводимые таким путем в движение, порою очень велики, составляя до 50—80% исходного песчаного материала. Такого рода интенсивные преобразования в катагенезе происходят, однако, далеко не всегда даже в нижней части зоны катагенеза. Их интенсивность контролируется главным образом составом исходного материала.

Органическое вещество в верхней части зоны катагенеза, изменяясь, выделяет CO₂, много метана и других газов и дает начало газовым скоплениям в пористых породах. На глубинах свыше 1,5 км сильно сжатая газовая фаза как бы экстрагирует из пород нефтяные компоненты и, перенося их вверх, дает начало нефтяным месторождениям.

При всем разнообразии этого катагенетического минералогенеза его влияние на облик осадочных пород, повторяю, второстепенно: их облик, как таковых, вполне сохраняется.

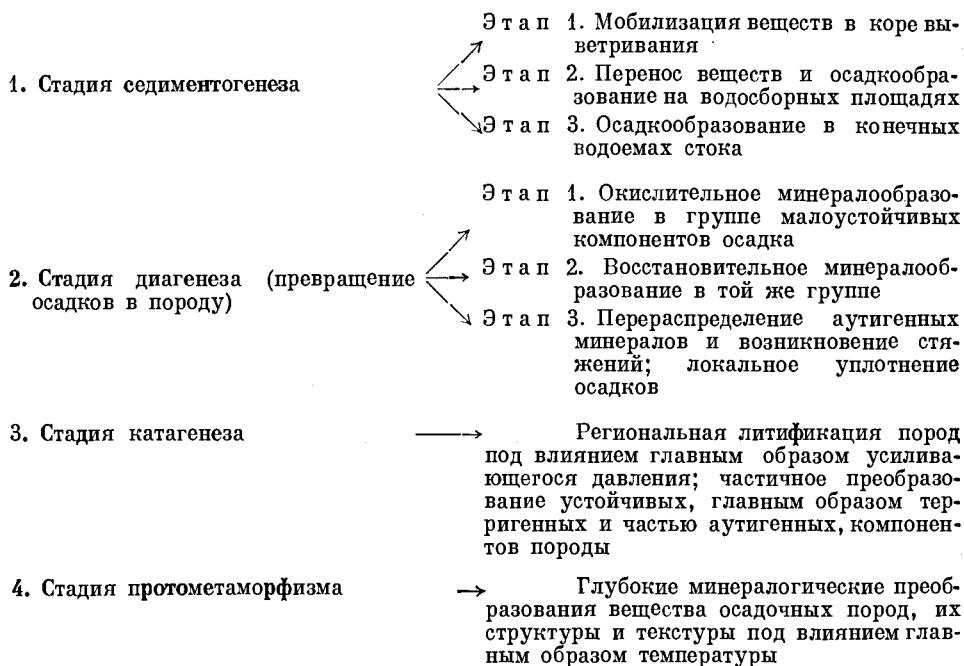
Существенно по-другому обстоит дело на стадии раннего метаморфизма. Мы можем наблюдать пока эту стадию лишь на геосинклинальных породах, в условиях не только высоких давлений, но, что главное, высоких температур и зачастую также воздействия магмы и ее эмалей.

Так как в катагенезе осадочные породы уплотнены почти до предела, а минералогически затронуты обычно мало, то основным процессом раннего метаморфизма осадочных пород являются их минералогическое преобразование и сопровождающая его переработка структур и текстур. Глинистые минералы, в катагенезе затронутые слабо, в стадии раннего метаморфизма постепенно разрушаются, теряя межслоевую воду; то же происходит и с другими типично осадочными, содержащими воду минералами; диаспор переходит в корунд, гетиты — в гематиты и т. д. Одновременно с этими процессами усиливается характерное прорастание друг в друга минеральных зерен; происходят перекристаллизация цемента и более или менее значительное разрушение слоистой текстуры пород.

* * *

Итак, мобилизованные в ходе выветривания и денудации разнообразные вещества накапливаются в пониженных участках поверхности Земли, образуя осадки — многокомпонентные, обводненные системы, с обилием реакционноспособных соединений с противоречивыми свойствами. Эти внутренне неустойчивые физико-химические системы затем медленно химически перестраиваются, достигая равновесия в термодинамических условиях поверхности Земли, или чрезвычайно близко подходя к равновесному состоянию; из осадков возникают осадочные породы. При дальнейшем перемещении движениями земной коры в более глубокие горизонты с отличными термодинамическими параметрами внутренне уравновешенные системы вступают в противоречие с новыми условиями нахождения; это обстоятельство дает толчок вторичным изменениям осадочных пород, продолжающимся вплоть до превращения их в породы метаморфические.

Эта длительная история возникновения и последующих изменений гумидных осадочных пород может быть кратко выражена следующей схемой:



Глава II

ГУМИДНЫЕ ОСАДОЧНЫЕ ФОРМАЦИИ, КАК ПАРАГЕНЕЗЫ ПОРОД

Породы, возникающие в гумидных поясах, встречаются в виде более или менее крупных естественных парагенетических сообществ — осадочных формаций.

Такая формулировка понятия формации впервые была предложена Н. С. Шатским. При этом, однако, сам он и его последователи понимают термин парагенез чисто эмпирически: как постоянное (повторяющееся) сонахождение некоторых пород, а не как генетическую их связь в силу образования в общих физико-географических условиях. Поэтому исследования Н. С. Шатского и его последователей ограничиваются чисто эмпирическим же выделением и описанием формаций без их фациально-генетического анализа; механизм образования формаций в этих работах остается не раскрытым; не предложено пока и сколько-нибудь ясной методики выделения и изучения формаций. Мне представляется, что как раз в вопросе о формациях чисто эмпирический подход не может являться основой успешной исследовательской работы и что она может развиваться лишь на базе четкого генетического понимания парагенеза и последовательного фациально-генетического подхода к выделению и изучению формаций¹. Но для этого необходима в первую очередь разработка ясного представления о механизме возникновения гумидных формаций, как естественных парагенетических ассоциаций пород. С этого вопроса мы и начнем.

1. Основные черты механизма образования гумидных формаций и их классификация

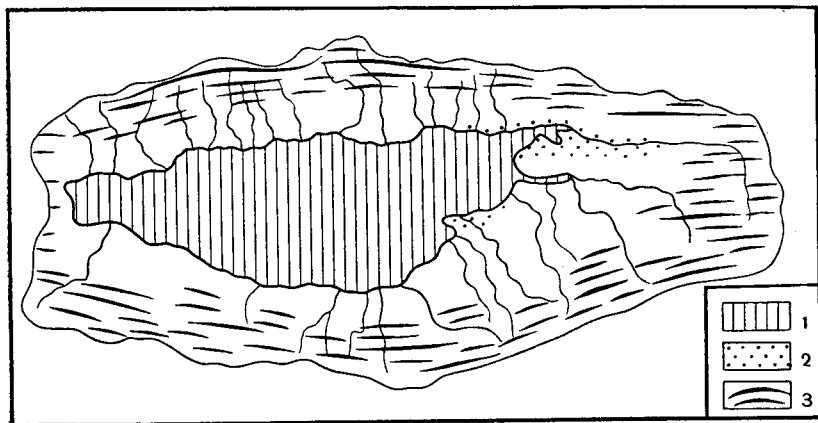
Возникновение гумидных формаций тесно связано с тектонической жизнью гумидных поясов, особенно с эпейрогеническими процессами.

В любой момент геологического прошлого эпейрогенические движения коры в разных точках гумидных поясов были разнонаправлены: одни более или менее значительные площади погружались и из сухопутных превращались в морские, другие поднимались и из морских становились сухопутными, либо из равнинных — гористыми. Историческая геология дает бесчисленные примеры одновременного развития и погружений и поднятий (Страхов, 1948). Это, так сказать, тривиальный факт, и нет необходимости приводить здесь какие-либо примеры, его доказывающие. Современные примеры одновременного развития восходящих и нисходящих движений суммированы в работах Н. И. Николаева (1949), В. Е. Хаина

¹ Впервые этот подход, как я его понимаю, был намечен в статьях 1956 и 1957 гг.

(1954), В. В. Белоусова (1954), в сборнике «Живая тектоника» (1957) и др.

Одновременное существование восходящих и нисходящих движений на площади гумидных зон влекло за собою наличие в каждый данный момент времени некоторого регионального плана эпейрогенеза, который в рельефе выражался совокупностью континентальных и морских депрессий и разделяющих их приподнятых, а порою и гористых областей. Области приподнятые подвергались денудации, области депрессионные становились накопителями осадков. Депрессия вместе с поднятиями, питающими ее осадочным материалом, образовывала *естественную седиментационную*



Фиг. 27. Простая одноландшафтная естественная седиментационная область (котловина оз. Иссык-Куль)

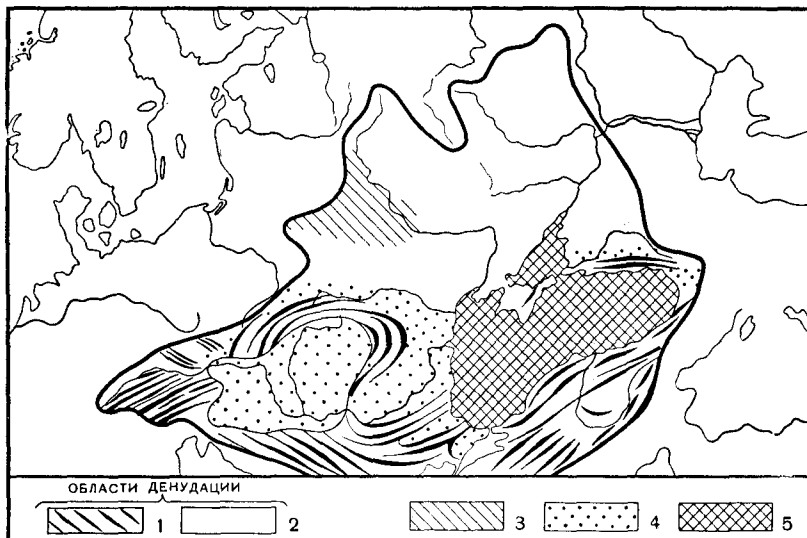
1 — котловина озера; 2 — континентальные отложения; 3 — горные хребты.

область. Таким образом, *региональный план эпейрогенеза приводил к возникновению на площади гумидных поясов некоторой совокупности естественных седиментационных областей.*

В простых случаях естественная седиментационная область характеризовалась одним простым ландшафтом; примером может служить современная Иссыккульская котловина, представляющая собой одновременно и естественную седиментационную область и отвечающий ей единственный цельный ландшафт внутригорного озера с его водосборной площадью (фиг. 27); то же и в Ферганской котловине. Но чаще встречались сложно построенные седиментационные области, которые отвечали нескольким ландшафтам; примером может служить современная черноморская область, включающая Черное море с его водосборной площадью (фиг. 28). Северная часть водосбора характеризуется здесь ландшафтом равнины; полоса Карпат, Балкан, Крыма, Кавказа — ландшафтом гор и межгорных котловин; конечный водоем стока представляет глубокую морскую депрессию. Аналогичное сложное строение и многоландшафтный состав имеют естественные седиментационные области: Каспийская (с центром — Каспий), Аральская (с центром — Аральское море), Балхашская (с центром — оз. Балхаш) и др., а также многие древние аналогичные седиментационные области.

Каждый однотипный внутри себя ландшафт давал начало своему особому индивидуальному комплексу осадков, отличному от комплекса соседнего ландшафта, если даже они принадлежали одной общей естественной седиментационной области. Так, например, в пределах современной черноморской осадкообразующей области одновременно формируются и сосуществуют полифациальные осадки равнин, полифациальные осадки

предгорных депрессий с прилежащими осадками склонов гор (например, у подножия Карпат и Балкан, Сев. Кавказа), сложные по составу осадки межгорной Рионской впадины, наконец, разнообразные морские осадки конечного водоема стока — Черного моря. Так же обстояло дело и в древних седиментационных областях сложного строения.



Фиг. 28. Современная черноморская естественная седиментационная область и ее осадкообразующие ландшафты

- 1 — горные хребты; 2 — равнины; 3 — заболоченная область бассейна р. Припяти;
4 — отложения предгорных и межгорных депрессий; 5 — морские отложения конечного водоема стока.

Таким образом, каждой естественной седиментационной области отвечал либо один, либо несколько (немного) ландшафтных комплексов осадков. Вся же площадь гумидных зон порождала большое число таких комплексов.

Весьма важно, что региональный план погружений и поднятий, и соответственно седиментационных областей и ландшафтов, однажды возникнув в истории Земли, отличался обычно длительным существованием и нередко сохранялся в основных чертах в течение 1—2, иногда и 3 периодов.

Так, например, в верхнепалеозойской истории Русской платформы Балтийский щит, Азово-Подольский массив и Воронежский выступ являлись участками поднятий и денудации, Московская же синеклиза, Днепро-Донецкая и Восточно-Русская — областями прогибания и осадконакопления. Позже, с келловей и почти до конца нижнего мела, Московская синеклиза, Печорская, Прикаспийская и Днепро-Донецкая впадины вновь становятся участками длительного погружения, тогда как окружающие территории — областями денудации и поднятий. С верхнего альба господствует другой геотектонический план: прогибаются почти исключительно южные впадины — Причерноморская, Днепро-Донецкая и Прикаспийская, примыкающие к Крымско-Кавказской геосинклинальной зоне.

На территории Западноевропейских герцинид однотипный тектонический план господствовал с начала юрского времени до конца палеогена включительно; в этом плане Англо-Парижская, Аквитанская и Северо-Германская впадины испытывали непрерывные погружения и

накапливали осадок; обрамляющие же их массивы каледонид и герцинид: Англии, Армориканский, Центральное французское плато, Рейнские сланцевые горы и Эйфель, Шварцвальд и Вогезы, Гарц, Богемский лес, Саксонские рудные горы и Судеты были участками воздымания и длительной денудации.

Аналогичные примеры можно найти на любом крупном участке земной коры: на Сибирской и Северо-Американской платформе, в Африке и других местах. Если поэтому брать палеогеографические схемы для всей поверхности континентального блока, то можно заметить, как это мне уже приходилось указывать, что план распределения суши и моря за каледонский этап имеет много общего в смысле локализации крупных площадей опусканий и поднятий и в то же время отличен с этой точки зрения от этапа герцинского. Последний, обладая своим региональным длительно существовавшим планом погружений и поднятий, отличается в этом отношении и от каледонского и от альпийского этапов.

Устойчивое сохранение одного и того же пространственного плана эпейрогенеза создавало возможность длительного накопления осадков на территории седиментационных областей. Отсюда в каждом ландшафте возникала более или менее мощная толща осадочных пород, которая является естественным их сообществом или парагенезом и отражает в своем составе длительно существовавшую физико-географическую обстановку и ее тектонический режим.

Такие ландшафтно-тектонические сообщества пород и являются осадочными формациями.

Как видим, два условия необходимы и вместе достаточны для возникновения формации: 1) длительное сохранение на более или менее значительном участке земной коры однотипного в плане тектонического режима и 2) длительное же поддержание в областях седиментации однотипных ландшафтно-климатических условий. Вместе взятое, это порождало комплексы пород определенного вещественного состава, структур и текстур, а также с определенными пространственными взаимосвязями.

Так как отдельные (но не все) особенности климата и ландшафта сами в значительной мере зависят от тектонического режима земной коры в целом, то это делает тектонический фактор особо важным и первостепенным в образовании формаций *в пределах гумидных зон.*

Из механизма их возникновения вытекает, что *каждая гумидная формация представляет собою многопородное и полифацальное образование.* Однородных и монофацальных формаций не существует и существовать не может. Но в петрографическом составе гумидных формаций имеются компоненты разного значения: одни породы слагают главную массу формации и определяют ее петрографический облик, — они могут быть названы поэтому *формациеобразующими*¹; другие встречаются небольшими массами, малыми пластами, линзами; в одних случаях они развиты, в других — отсутствуют; эти породы можно поэтому именовать аксессуарными и необязательными.

Формациеобразующих пород в гумидных формациях немного; конгломераты, пески, песчаники, алевроиты, глины (аргиллиты), известняки, кремнистые породы (опоки, гезы). Аксессуарных пород больше: руды Al, Fe, Mn, P, породы, обогащенные малыми элементами (Pb, As, Ti, U, V, Cr, Co, Ni и др.), угли, горючие сланцы.

При длительной устойчивости в основных, крупных своих чертах региональный план поднятий и погружений, создавший формацию, в деталях отличался изменчивостью. Области поднятий и денудации то сокращались по площади, то расширялись, одновременно меняя свою

¹ Аналогично тому, как породы образованы породообразующими минералами,

конфигурацию в плане; коррелятивно изменялись размеры соответствующих площадей осадконакопления; воздымания областей денудации усиливали снос осадочного материала в депрессионные области, опускания ослабляли его. Все эти изменения, многократно повторявшиеся за время образования каждой формации, обуславливают сложное их строение — текстуру формаций и, в частности, как правило, более или менее явственно выступающее в них ритмическое сложение (цикличность).

Совокупность формаций, возникших на площади гумидных зон, образует *семейство* гумидных формаций.

Таблица 24

Типы гумидных формаций на основных структурных единицах земной коры

Группы формаций	Типы формаций	Ряды формаций			
		Платформенный	Геосинклинальный в стадии нормального режима	Геосинклинальный в стадии замыкания	
				пред-горные прогибы	внутри-горные впадины
I Внутриконтинентальные	1. Формации гумидных равнин (эпейрогенные)	+++	—	—	—
	2. Формации межгорных впадин (континентальные молассы — орогенные)	++	+?	—	+++
II Паралические — на наклонных к морю равнинах	3. Эпейрогенные — вдали от формирующейся горной цепи	+	+?	—	—
	4. Орогенные — вблизи от формирующейся горной цепи	+	—	+++	+++
III Морские	а. Эпейрогенные				
	5. Формации морей с плоским и низким водосбором (карбонатные)	+++	+	—	—
	6. Формации морей с умеренно расчлененным водосбором (терригенно-карбонатные, терригенно-кремнистые)	++	++	—	—
	7. Формации морей с сильно расчлененным водосбором (терригенные)	+	+++	+++	+++
	б. Орогенные				
8. Флишевые и флишеподобные формации (терригенные)	—	+++	+++	+?	
9. Морские молассовые формации (терригенные)	—	—	+++	+++	

Примечание. + — встречается редко; ++ — встречается обычно; +++ — весьма типичен для данного гомологического ряда; — отсутствует; ? — предположительное наличие.

В соответствии с тремя типами основных структурных единиц земной коры, семейство гумидных формаций распадается на *три гомологичных ряда*: формации платформ, формации геосинклиналей и формации передовых прогибов и внутригорных котловин.

Каждый гомологичный ряд в свою очередь может быть подразделен дальше по следующей ниже схеме (табл. 24).

Поскольку одноименные ландшафты, например — морской или паралический или внутриконтинентальный, на площадях платформ, геосинклиналей или передовых прогибов ясно отличаются своим характером и тектоническим режимом, то естественно, что однотипные формации в каждом из трех гомологичных рядов имеют свои характерные специфические особенности. Достаточно напомнить, насколько ярко отличается плоский, медленно прогибающийся платформенный бассейн от островного многокотловинного, активно тектонически живущего геосинклинального моря, чтобы разница морских формаций из двух гомологичных рядов стала сама собою. То же относится к любой паре однотипных формаций из разных гомологических рядов.

2. Некоторые примеры гумидных осадочных формаций

Чтобы несколько конкретизировать представления о сущности гумидных формаций, остановимся на краткой характеристике некоторых наиболее известных из них.

Одной из характерных гумидных формаций является платформенная формация гумидных равнин. Ее представители: осадки J_2 центральных частей Русской платформы, юры и континентального нижнего мела на Урале, неогеновые «болгарские» слои Татарии, третичные континентальные отложения Центрального Казахстана и другие, им аналогичные. Состав: пески кварцевые, алевроиты, глины, часто каолиновые, иногда угли; железные и бокситовые руды. Осадки возникли частью в речных долинах, частью в озерах и болотах; нередки остатки коры выветривания. Характерна тонкозернистость пород, отсутствие среди них галечников (конгломератов) и брекчий; песчаный материал обычно олигомиктовый или даже мономинеральный; в то же время типично наличие разнообразных более или менее выраженных химико-биогенных накоплений: железистых, каолиновых, углистых, иногда бокситовых. Мощности отложений невелики, обычно несколько десятков метров, редко 100—200 м. Строение формаций сложное: отдельные фациальные типы (делювий, аллювий, озерные накопления и др.) лежат лоскутами, а вся формация плащеобразно выстилает более или менее значительные участки; часто она разорвана последующей эрозией на отдельные пятна, а порою и первично образовывала их. Все эти черты состава и строения платформенной формации гумидных равнин прекрасно коррелируют одна с другой и прямо вытекают из условий равнинного лесного ландшафта влажной зоны, существовавшего на фоне чрезвычайно медленных колебательных движений земной коры. Это действительно естественное парагенетическое сообщество пород.

Иначе выглядит гумидная формация межгорных котловин, примером которой служат угленосные толщи Челябинского, Буреинского и многих других угленосных бассейнов Забайкалья, мальцевская свита Кузбасса, возможно также Иркутский, Ачинский и Канский бассейны.

Петрографический состав: гравийники, пески, алевролиты, глины, угли, сидеритовые конкреционные руды; осадки возникли в конусах выноса, реках, озерах и болотах, но при значительном рельефе окружающих водосборных территорий. Отсюда большая мощность формаций (многие сотни и тысячи метров), полимиктовый (или близкий к нему) состав обломочных пород; гораздо худшая сортировка материала в породах;

отсутствие коры выветривания в составе отложений, но появление и развитие пролювиальных конусов выноса, и т. д. Строение формаций межгорных котловин несколько более упорядочено по сравнению со строением формаций гумидных равнин. На поперечном сечении они имеют, грубо говоря, форму макролинзы, в центральной и более мощной части которой преобладают более тонкозернистые породы — алевролиты и глины, по периферии же, в зоне выклинивания формации, более грубозернистые: пески, конгломераты, брекчии. Срединные серии фациально относятся по большей части к озерным, а также к речным отложениям, краевые — главным образом к делювиально-пролювиальным комплексам. Весь состав и строение гумидной формации межгорных котловин опять-таки несет на себе ясный отпечаток породившего ее ландшафта.

Четко выделяются паралические угленосные формации обширных плоских предгорных равнин, отвечавших передовым прогибам складчатых цепей. В составе их, помимо чисто континентальных — речных, озерных, участвуют уже отложения переходного типа (лагун, дельта) и осадки морские (мелководные). Примеры общеизвестны: толща C_2 — C_3 Донбасса, P_1 Воркуты, C_2 Рурского и других бассейнов в Европе, аналогичные отложения C_2 — C_3 в Сев. Америке. Помимо сложного петрографического состава (гравийники, галечники, песчаники, алевролиты, аргиллиты, мергели, известняки, угли, углистые сланцы, сидеритовые руды, коалинитовые пласты, иногда бокситы, фосфориты), паралические угленосные толщи отличаются также сложным ритмическим наложением и распадаются на большое число разнообразно построенных осадочных ритмов, залегающих одни на других согласно, а иногда и с размывом; мощность ритмов при этом, в отличие от флишевых толщ, значительна и измеряется десятками метров. Отличительную черту паралических угленосных формаций составляет обычно ярко выступающая асимметрия в расположении разных фациальных типов пород. По направлению к литавшей седиментации горной стране морские пласты выклиниваются и часто вовсе исчезают, а угольные пласты количественно и по мощности увеличиваются. В противоположном направлении континентальные (аллювиальные) и переходные (лагунные, дельтовые) пласты исчезают и замещаются морскими, при этом мощность паралической свиты падает. На Донбассе такого рода соотношения видны очень четко.

Весьма разнообразны морские гумидные формации. Из них назовем в первую очередь три платформенные: терригенную, терригенно-карбонатную и карбонатную. Примером первой являются отложения верхней юры Русской платформы, взятые как целое; отложения от валанжина до среднего альба той же территории, также взятые в целом¹; отложения средней юры Лено-Вилуйской впадины на Сибирской платформе и др. Для всех них характерно отложение в плоском мелководном море умеренной зоны при заметно расчлененном рельефе водосборной площади, что обусловило терригенный характер осадков. Обломочный материал обычно олигомиктовый или близкий к нему. Мощности небольшие. Примером терригенно-карбонатной платформенной формации являются палеогеновые отложения Днепровско-Донецкой впадины, в которых сочетается большое развитие как обломочных, так и карбонатных пород (киевский мергель); главная особенность условий отложения этой формации — более теплый климат, вызвавший обильную садку $CaCO_3$ в киевское время. Из числа нескольких карбонатных платформенных формаций назовем меловые отложения Русской платформы, взятые как целое, т. е. вместе с прибрежными терригенными отложениями (глауконитовыми песками, фосфоритными пластами); это типичная формация относительно глубокого моря гу-

¹ Исключая аптские пески Подмосковья (?).

мидной зоны, примыкавшего к пепленезированному континенту. Карбонатная нижнесилурийская формация Прибалтики, напротив, являет пример отложений очень плоского и очень мелкого бассейна, также с пепленезированной водосборной площадью.

Из морских гумидных осадочных формаций геосинклиналей укажем сланцевую формацию нижней и средней юры Кавказа, отложенную в условиях расчлененного рельефа области седиментации, и флишевую формацию, возникшую в прогибах между растущими «кордильерами» в условиях большой сейсмической (и тектонической) активности области ее образования; при этом сам флиш, как таковой, мы понимаем лишь как наиболее характерный член формации, включающей в себя как прибрежные аналоги собственно флиша, так и глубоководные «флишеидные» толщи, замещающие ритмично построенную флишевую серию.

Строение гумидных морских формаций отличается хорошо выраженной закономерностью. На поперечных сечениях формации имеют типичную форму макролинз, выстилающих крупные синклинального типа впадины в земной коре, в частности синеклизы древних докембрийских платформ, наложенные мулды в области герцинид, каледонид, внутригорные впадины и т. д.

Максимальной мощности отложения достигают в центральных частях депрессий, причем здесь они представлены обычно наиболее тонкозернистыми и удаленными от берега осадками: глинами, мергелями, пелитоморфными известняками и т. д.; перерывы седиментации редки, либо отсутствуют на больших стратиграфических интервалах. При переходе на крылья синеклиз мощность отложений убывает в тем большей степени, чем выше по крылу мы их изучаем. Среди тонкозернистых отложений на разных горизонтах вклинивается все больше грубозернистых осадков — алевролитов, песчаников, постепенно и все больше вытесняющих глины и мергели; появляются даже конгломераты. В основании этих прубозернистых слоев нередко обозначаются перерывы седиментации, сопровождаемые размывом слоев; вверх по крылу число таких перерывов возрастает. Одновременно меняется фациальная природа отложений: породы, выстилающие центральные части синеклизы, целиком морские; на крыльях, помимо морских, имеются и континентальные отложения, хотя их мало, и сохранились они лишь на отдельных стратиграфических горизонтах, отвечающих перерывам; при этом они представлены обычно дельтовыми отложениями, либо аллювием нижних частей речной долины, а также озерными осадками, им подчиненными; делювиальные отложения встречаются лишь в качестве чрезвычайной редкости.

В соответствии с их фациальными профилями, высокие концентрации элементов располагаются внутри описанных осадочных макролинз очень характерно. Бокситы, оолитовые железные, марганцевые руды и фосфориты локализованы в краевых частях макролинз, на крыльях синеклиз или на склонах антеклиз, причем обычно они тесно связаны здесь с перерывами седиментации, располагаясь прямо в основании трансгрессирующих слоев или слегка выше поверхности размыва; это их поисковый признак. Кремнистые, битуминозные, карбонатные породы и часто конкреционные сидериты, далее удаленные от берега в момент их образования, тяготеют к более центральным частям макролинз и с перерывами не связаны. Таково строение Sr_2 и Pg Днепровско-Донецкой впадины, D_3^1 и S_1 Московской синеклизы, мезозоя Парижского бассейна и многих других. Весьма вероятно, что таково же принципиально было первичное строение осадочных формаций, выполнявших те элементарные корытообразные синклинальные депрессии, разделенные подводными и надводными поднятиями, из которых состояли геосинклинальные зоны каледонского, герцинского и альпийского времени. И только сложные складчатые деформации

этих толщ, проплавление их и частичное замещение интрузивными телами, а также последующий глубокий размыв складчатых структур и в связи с этим расчленение прежде единого тела на разрозненные обрывки и клочки — мешают нам в подавляющем большинстве случаев разглядеть указанные выше черты первичного строения осадочных формаций геосинклиналей, сформированные еще до превращения их в складчатые системы.

Приведенным перечнем отнюдь не исчерпывается семейство гумидных осадочных формаций, но и сказанного достаточно, чтобы понять, что за каждой формацией гумидного типа действительно стоит определенный длительно сохранявшийся ландшафт, характеризовавшийся сочетанием климатических, палеогеографических и тектонических условий. Все породы несут на себе отпечаток этой обстановки, «пригнаны» к ней, а стало быть, и соответствуют друг другу, «пригнаны» друг к другу в особенностях своего состава, структуры, текстуры и по соотношениям во времени и пространстве. Именно эта их взаимная «пригнанность» друг к другу и к обстановке их отложения и делает совокупность пород формации парагенетическим сообществом, понимая парагенез не только как постоянное (повторяющееся) сонахождение, но и как генетическую связь между породами в силу их образования в общей физико-географической обстановке.

Охарактеризованный фациально-генетический подход к формациям дает возможность вскрыть ряд закономерностей в их составе и сложении.

3. Петрографический состав гумидных формаций и факторы, его определяющие

Петрографический состав гумидных формаций характеризуется двумя главными признаками: а) количественными соотношениями формациеобразующих пород, которыми во влажных зонах являются конгломераты, пески, алевролиты, глины, мергели, известняки, кремнистые породы; б) терригенно-минералогическим составом обломочных и глинистых пород, входящих в состав формаций.

По соотношениям формациеобразующих пород все гумидные формации могут быть сведены в пять групп, выстраивающихся в два петрографических ряда:

- | | | | | |
|--|---|---|---|---|
| 1. Обломочные формации
(песчаники, алевролиты, глины) | → | 2. Обломочно-карбонатные формации
(песчаники, алевролиты, глины, известняки) | → | 4. Карбонатные формации
(главным образом известняки) |
| | | ↘ | | |
| | | 3. Обломочно-кремнистые формации
(песчаники, алевролиты, глины, кремнистые породы) | → | 5. Кремнистые формации
(главным образом кремнистые породы) |

Соотношения этих петрографических типов гумидных формаций с их фациальными типами весьма характерны.

Все внутриконтинентальные гумидные формации, в составе которых принимают участие в разных комбинациях кора выветривания, делювий, аллювий, озерные и болотные отложения, имеют характер обломочных накоплений; формациеобразующими породами в них являются пески (песчаники), алевролиты (алевролиты), глины (аргиллиты). Карбонатные породы обычно нацело отсутствуют, либо крайне редки и ничтожно представлены; то же относится и к породам кремнистым.

Формации параличского типа, возникшие на наклонной равнине, примыкавшей к морю, и заключающие в своем составе отложения рек, озер,

болот и дельт, а также отдельные горизонты морских отложений, имеют уже более изменчивый облик. Только некоторые из них относятся к обломочным, в большинстве же случаев к обломочно-карбонатным, ибо содержат в своем составе большее или меньшее количество выдержанных, иногда достаточно мощных (до нескольких метров) прослоев известняков.

Формации морские отличаются наибольшим диапазоном изменений своего петрографического состава; среди них встречаются все пять указанных выше петрографических типов гумидных формаций вообще.

Таким образом, в гумидных зонах *имеется совершенно ясная связь между фаціальным типом формаций и их петрографическим обликом.* Идя от внутриконтинентальных формаций к морским, можно наблюдать возрастание изменчивости петрографического состава формаций и появление, кроме чисто обломочных, еще обломочно-карбонатных (или обломочно-кремнистых) и карбонатных (или кремнистых) их типов. Иначе говоря, *с переходом от внутриконтинентальных формаций к морским среди формациеобразующих пород наряду с обломочными обычно появляются и все возрастают по значению породы химико-биогенные.* Но эта тенденция проявляется не всегда одинаково сильно: в одних случаях она выражена весьма ярко, так что карбонатные и карбонатно-кремнистые морские формации весьма резко противопоставляются синхроничным им обломочным континентальным формациям, как, например, в отложениях верхнего мела СССР, в других — весьма приглушенно, едва намечаясь, как например, в отложениях лейяса и доггера Европы и СССР; здесь обломочные континентальные формации сменяются обломочными же морскими.

Отмеченная связь петрографического состава формаций с их фаціальным типом совершенно естественна и прямо вытекает из описанного в предыдущей главе хода гумидного седиментогенеза. В частности, фазовая дифференциация осадочного материала, когда в пределах водосборов оседают лишь обломочные компоненты, а в конечные водоёмы стока сносятся все растворимые вещества, с неизбежностью предопределяет обломочную природу всех континентальных отложений (а стало быть, и континентальных формаций) и сложный — терригенно-карбонатно-кремнистый состав морских отложений, а стало быть, и морских формаций. Но этот постоянно действующий механизм фазовой дифференциации, как мы видели, оказывается неодинаково эффективным в разных тектонических обстановках. Наиболее действен он на базе вялого тектонического режима, когда вынос кластических частиц с водосборов мал, а растворов — велик; в морских формациях тогда слабо развиты обломочные породы и глины и сильно — известняки. Наименее эффективен он на базе активного тектонического режима, когда вынос кластических частиц с водосборов очень велик (относительно), а растворов — мал; в морских формациях тогда очень сильно развиты обломочные породы и очень мало, или даже отсутствуют карбонатные и кремнистые породы. *Так, фаціальный тип формации, а также тектоническая обстановка, в которой она возникает, определяют ее петрографический облик.*

Весьма интересные черты этого облика создаются характером минералогического состава обломочных и глинистых пород, всегда в большей или меньшей мере присутствующих в составе любой гумидной формации. По этому признаку все они могут быть подразделены на три типа: полимиктовые, мезомиктовые и олигомиктовые.

Наиболее резко черты полимиктовости и олигомиктовости проявляются в песчаных породах формаций, менее отчетливо в алевролитах, особенно мелких, и еще слабее в составе глинистых пород.

Характерным признаком полимиктовых песчаных накоплений является наличие в их составе обломков разнообразных пород, чаще всего эффузивных и кремнистых, а также обилие и разнообразие терригенных мине-

фалов. Даже при обычном, не углубленном изучении терригенной минералогии полимиктовых пород в них фиксируется обычно 16—20 минеральных видов; при более же углубленных исследованиях до 40—50 минералов и больше. При этом в составе легкой фракции наряду с устойчивыми — кварцем и мусковитом — обычно всегда присутствуют полевые шпаты, в том числе и натриево-кальциевые, неустойчивые к выветриванию; содержание их колеблется от немногих процентов до 50 и даже 75% и свыше от общей массы легкой фракции. В тяжелой фракции, наряду с устойчивыми — цирконом, турмалином, рутилом — нередко имеются разнообразные и обильные роговые обманки, пироксены, биотит, эпидот, ставролит, апатит и другие неустойчивые минералы; нередко именно они образуют подавляющую по весу и по числу зерен массу тяжелой фракции, тогда как на устойчивые минералы приходится обычно лишь весьма малая доля этой фракции.

Состав глинистых пород в обломочных формациях полимиктового типа характеризуется исключительно широким распространением гидрослюд, с которыми ассоциируются монтмориллонит и бейделлит; этот состав к тому же характерен не только для морских, но и для континентальных пород. Каолинит встречается только в угленосных толщах, причем он приурочен здесь главным образом к подошвам угольных пластов. Кроме того, в этих же угленосных толщах наблюдается рассеянная каолинизация песчаных пород, возникшая под влиянием CO₂, обильно генерируемой углями в ходе диагенеза и катагенеза; эта рассеянная каолинизация представляет собою в данном случае явление, наложенное на первичные черты формации, обусловленные седиментогенезом.

Типичным примером современных полимиктовых образований являются осадки Охотского моря, северных морей СССР, многих крупных рек (Миссисипи, Волги и др.), Атлантического океана в разных его частях и др. Среди отложений древних эпох отметим угленосную толщу Караганды, Воркуты, Кузбасса, все терригенные отложения С₂ Уральского предгорного прогиба и многие горизонты и ярусы в геосинклинальных разрезах. Степень полимиктовости в отложениях разных свит, однако, далеко не одинакова; в этом отношении они выстраиваются в ясно выраженный ряд от крайнего проявления полимиктовости до весьма смягченного; эти последние члены ряда мы объединяем в группу мезомиктовых формаций, примером которых может служить среднекаменноугольная угленосная формация Донбасса.

Олигомиктовые гумидные формации представляют собою крайний член того же ряда. Обломки пород в песчаниках практически отсутствуют либо встречаются в виде единичных зерен кремнистых пород. Легкую фракцию песчано-алевритовых частиц осадка составляет почти без исключения кварц с ничтожной примесью полевых шпатов, мусковита; тяжелую же фракцию — устойчивые минералы: циркон, турмалин, рутил и гранаты кальциевого ряда; минералы неустойчивые (роговая обманка, гиперстен, авгит и др.) полностью отсутствуют, либо представлены редкими единичными зернами.

Состав глинистых отложений, ассоциирующихся с олигомиктовыми песчаниками и алевrolитами, очень характерен. В континентальных формациях это только каолиновые глины, изредка монотермитовые. В морских формациях состав глин сложный: в прибрежных зонах в них много каолинита; гидрослюды также каолинизированы; в более удаленных от берега зонах содержание каолинита падает и он вытесняется гидрослюдами и отчасти монтмориллонитом; последний приурочивается к наиболее глубоким и удаленным от берега областям водоемов. Таким образом, морские олигомиктовые формации отличаются всегда наличием больших или меньших количеств каолинита, притом накопленного, несомненно, в се-

диментогенезе, а не возникшего впоследствии, как в формациях полимиктовых.

Олигомиктовые формации особенно типичны для платформенных участков и встречаются здесь во многих горизонтах, например вверху D_2 — внизу D_3 на Русской платформе; в угленосной формации низов визе; в среднеюрских континентальных формациях, а также в осадочных толщах верхней юры и нижнего мела; в отложениях сеномана, палеогена и начала неогена Украинской впадины и в других отложениях. Аналогичного состава осадки встречаются эпизодически и в краевых частях геосинклиналей, например в угленосной толще C_1 западного склона Урала. Но для типично геосинклинальных районов они нехарактерны и в типичном развитии здесь, по-видимому, отсутствуют.

Фактором, контролирующим возникновение в одних случаях гумидных формаций полимиктового типа, в других — олигомиктовых, является тектонический режим формациеобразующего ландшафта. *Полимиктовые накопления отвечают эпохам интенсивных движений земной коры, высокому рельефу и интенсивной механической денудации водосборных площадей*, как это и имеет место в настоящее время, когда формирование полимиктового комплекса находится, так сказать, *in statu nascendi*. Быстрое механическое разрушение выходящих на поверхность горизонтов и быстрый их механический смыв приводят к образованию большого числа обломков пород и предохраняют их и неустойчивые минералы от химического разрушения; они захороняются в осадках химически неизменными. Напряженная механическая денудация, следовательно, преобладает в этой обстановке над химическим выветриванием, несмотря на условия влажного климата.

Конкретный состав полимиктовых песчаников определяется петрографическим составом разрушаемой водосборной площади. Когда ее образуют гранитные породы, возникают аркозовые песчаники; при разрушении эффузивных, основных интрузивных и метаморфических пород — граувакки или грауваккоподобные песчаники.

Олигомиктовые комплексы формировались в совершенно иной физико-географической обстановке. Они возникали внутри тех седиментационных участков гумидных зон, рельеф водосборных площадей которых был сnivelирован, а климат отличался не только влажностью, но и теплотой. Низкий рельеф страны обуславливал ослабление механической денудации и создавал большие возможности для химического выветривания материнских пород. Под влиянием последнего обломки пород и неустойчивые минералы тяжелой фракции нацело разрушались, и в песчано-алевритовой фракции накапливался кварц и комплекс других устойчивых минералов.

При таком понимании сути дела олигомиктовые отложения могут возникать вовсе не как конечное звено длинной цепи перемиываний и переотложений, как это часто полагают и до сих пор, а прямо за счет размыва глубоковыветрелых магматических и метаморфических пород, как это было, например, в случае палеогеновых пород, окружающих Азово-Подольский массив, франских пород по периферии Воронежского массива и в других случаях. Но даже и тогда, когда олигомиктовые отложения действительно возникали за счет перемиыва и переотложения пород полимиктовых, суть процессов состояла не столько в дальнейшей механической переработке компонентов последних, сколько в возможностях их химического выветривания. *Чем сильнее вторгались процессы химической переработки размываемых отложений, тем короче был путь от полимиктовых отложений к олигомиктовым.*

Что дело обстоит именно так и что центр тяжести процесса лежит именно в возможностях химического выветривания водосборных площадей, доказывается тем фактом, что *полимиктовым, мезомиктовым и олигомиктовым отложениям свойственны разные типы распределения*

элементов по основным петрографическим типам пород (Страхов, Залманзон, Глаголева, 1959). При этом (что особенно важно!) с переходом от полимиктовых к олигомиктовым породам весьма отчетливо возрастала роль растворов, как формы переноса элементов с водосборных площадей к конечным водоемам стока. Это обстоятельство было установлено автором (совместно с сотрудниками) при изучении геохимии верхнепалеозойских угленосных отложений СССР. Оно указывает, что условия образования олигомиктовых отложений обеспечивали интенсивный выход элементов в раствор из минералов исходных пород, а это было возможно лишь при усилении химического выветривания на водосборных площадях.

Для правильного понимания предлагаемой генетической схемы необходимо иметь в виду, что она относится к *первичным олигомиктовым комплексам*, т. е. таким, которые первично возникли в отвечающей им физико-географической обстановке. Но помимо первичных существуют еще и вторичные олигомиктовые накопления, представляющие собою результат простого механического переотложения древних олигомиктовых свит, размывавшихся на водосборной площади (например, в миоцене Поволжья, в нижнем ордовике Прибалтики и др.). Два признака, однако, позволяют отличать вторичные олигомиктовые образования от первичных: первые имеют обычно локальное развитие, вторые гораздо более широкое, региональное, исключения редки; первые могут возникать в весьма разных климатических условиях, вплоть до аридных зон, вторые только в условиях теплого и влажного климата; этот признак особенно существен. Понятно, что при разборе генезиса олигомиктовых накоплений вторичные олигомиктовые толщи приниматься во внимание не должны.

Резюмируя вкратце изложенное, следует признать, что *петрографический состав гумидных формаций есть производное от их фациального типа и от тектонического режима ландшафта, в котором они возникали*. При активном тектоническом режиме заметную роль играет также петрографический состав водосборных площадей; при пассивном тектоническом режиме влияние субстрата сильно ослабляется выветриванием.

4. Напластование гумидных формаций и факторы, его контролирующие

Напластование гумидных формаций закономерно меняется от континентальных их представителей к паралическим и морским.

Во внутриконтинентальных формациях напластование отличается малыми, весьма малыми и вовсе ничтожными размерами слагающих их пластов; простирание последних измеряется метрами и десятками метров, реже сотнями их; мощность — десятками сантиметров до немногих метров. Часто одни пласты лежат на размытой поверхности других, нередко полностью срезая не только непосредственно подстилающий, но многие нижележащие пласты; особенно это характерно для аллювиальных и делювиально-пролювиальных отложений. Следствием такой мелкопластовости внутриконтинентальных формаций является большая изменчивость их разреза как по вертикали, так и по горизонтали; руководящие петрографические горизонты обычно отсутствуют, и сопоставление даже близких разрезов становится трудным, требуя привлечения палеонтологических данных — листовых остатков флоры, спор и пыльцы. Такой характер напластования является неизбежным следствием фациального состава внутриконтинентальных формаций: аллювий и дельты отличаются, как известно, быстрым изменением петрографических типов осадков вкост долин и дельты; делювий также дает короткие линзы; озера же и болота, участвовавшие в генерации формации, обладали по большей части малыми размерами, что опять-таки делало их напластование мелким, незначительным.

Напластование паралических формаций более сложно. Наряду с мелкой и ничтожной по размерам пластовостью, присущей аллювиальным и озерным осадкам, входящим в состав формаций, встречаются и крупные, весьма протяженные пласты лагунных и морских отложений, особенно когда последние представлены осадками более удаленных от берега зон моря. Простирание таких пластов в разных сечениях формации измеряется от нескольких километров до десятков, а порою сотен их; мощности пластов — десятками сантиметров и метрами, иногда многими.

Разрезы отдельных частей формации делаются более устойчивыми. Появляются руководящие горизонты, далеко протягивающиеся и позволяющие сопоставлять разрезы удаленных мест и уверенно вести картирование. Такими горизонтами чаще всего являются пласты морских пород, особенно известняков, что характерно, например, для Донецкой паралической угленосной формации. Поскольку, однако, фациальный состав паралических формаций сильно варьирует, степень выдержанности напластования у различных конкретных их представителей также весьма изменчива.

Морские геосинклинальные и особенно платформенные формации отличаются обычно выдержанными как по простиранию, так и по мощности пластами. В разных сечениях формации они тянутся на многие километры, десятки и иногда первые сотни километров, мало меняясь при этом по мощности (десятки сантиметров до многих метров). Переход от одного пласта к другому, как правило, постепенный, но в случае мелководных отложений нередки поверхности размывов, по большей части подводных, очень небольших по глубине. Устойчивость напластования растет по мере перехода от прибрежных отложений к более удаленным от берега и мелководным. В центральных частях многих морских формаций напластование становится неясно выраженным, ибо вся толща пород слагается мощной, однообразной серией глин или известняков. Поскольку самые прибрежные части морских формаций обычно не сохраняются, устойчивость напластования в сохранившихся более пелагических их частях особенно контрастирует с резко выраженной неустойчивостью пластования внутриконтинентальных и частью паралических формаций. Эта особенность текстуры морских формаций обуславливает хорошую сопоставляемость их разрезов даже на значительных протяжениях и наличие в них нередко многих опорных петрографических горизонтов. Встречаются в этом отношении и исключения, но лишь тогда, когда морские отложения переходят в весьма мощные толщи глин или известняков с неясно выраженным напластованием, что свойственно по большей части геосинклинальным зонам.

Итак, характер напластования контролируется фациальным типом формации. От внутриконтинентальных к морским формациям устойчивость напластования и протяженность пластов явственно увеличиваются. С наибольшей яркостью эти изменения прослеживаются в платформенном формационном ряду, с меньшей — в рядах геосинклинальных.

5. Размещение пород внутри гумидных формаций

Характер размещения пород внутри формаций различен в разных их фациальных типах.

Наибольшей изменчивостью в этом отношении отличается группа внутриконтинентальных формаций, особенно формаций гумидных равнин. Одни и те же петрографически и фациально типы пород (например, аллювиальных, болотных, озерных) встречаются и по периферии этих формаций и в их внутренних частях; такой тип размещения пород можно назвать *пестрым*. У формаций предгорных низин локализация пород уже упорядочена и отличается более или менее ясно выраженной асимметрией; вблизи горного поднятия это делювиально-пролювиальные грубозернистые

несортированные, неясно наслоенные отложения, в удалении от гор — аллювиально-озерно-болотные, гораздо более тонкозернистые, отсортированные и отчетливо наслоенные комплексы; такой тип размещения пород может быть назван *асимметричным*. Наконец, в формациях междугорных котловин проступает и третий тип размещения — симметричный. Особенность его состоит в том, что на поперечных разрезах грубозернистые пролювиально-аллювиальные отложения приурочиваются к краям формации, тонкозернистые же — озерные, болотные, а иногда и песчано-алевритовые аллювиальные — локализуются в центральных ее частях. Степень выраженности симметрии, однако, значительно варьирует; нередко она сильно затуманена.

Размещение пород внутри паралических формаций однотипно и целиком отвечает асимметричному типу, хотя и в разных конкретных формах его проявления. Наичаще формация начинается у подножия формирующейся складчатой цепи континентальными, мощными и более грубозернистыми отложениями, в предгорном же прогибе и на платформе переходит в морскую, более или менее развитую, карбонатную формацию (Донбасс C_2 — C_3 , Сев. Урал и др.). Реже наибольшее количество морских горизонтов паралическая формация имеет на территории предгорного прогиба, при переходе же на платформу теряет морские прослои и вновь становится чисто континентальной (C_3 — США, C_1 — Сибирской платформы). Однако и по мощности, и по петрографическому характеру, и по фациальным типам эта платформенная краевая часть формации резко отлична от краевой части, примыкающей к растущей в геосинклинальной области складчатости, так что общая асимметрия в расположении пород остается. У эпейрогенных платформенных паралических формаций асимметрия выражена более однообразно, хотя и не менее ярко, и состоит в переходе от чисто континентальных отложений у внешней периферии формации ко все большему развитию морских горизонтов у внутренней их периферии, где паралические отложения переходят в морские (угленосная толща C_1 Второго Баку).

Для группы морских формаций характерно более или менее *яркое проявление симметрии на их поперечных разрезах.* Начинаясь у одного края грубозернистыми песчано-алевритовыми прибрежными отложениями, все морские формации в центральных своих частях слагаются тонкозернистыми глинистыми, глинисто-карбонатными, а часто и чисто карбонатными, или кремнисто-карбонатными породами; у другого края они вновь переходят в прибрежные песчано-алевритовые породы. Такого рода симметрия строения наблюдается в четкой форме, однако только в хорошо сохранившихся морских платформенных формациях. В геосинклинальных морских, сильно смятых, проплавленных интрузиями, разрушенных эрозией формациях эту симметрию обычно можно не столько видеть, сколько реконструировать по аналогии с платформенными формациями и исходя из существа условий образования этой группы формационных тел. Обычно же от морских формаций геосинклиналей остаются лишь изолированные обрывки той или иной из ее фациальных зон, то прибрежной, то глубоководной. При этом в области антиклинориев обрывки периферических грубозернистых песчаных или известковых отложений одной формации обычно непосредственно переходят по вертикали в аналогичные обрывки другой, соседней, часто однотипной с первой формацией. При чисто эмпирическом подходе к делу, т. е. без учета фациального типа и механизма образования формаций, такие обрывки на антиклинориях прибрежных зон двух или нескольких формаций объединяются и ошибочно трактуются как особые формации антиклинориев, а отдельно от них сохранившиеся обрывки глинистых толщ, коррелятивно связанные с прибрежными грубозернистыми, — за особые «глинистые» или «филлитовые» формации. Не-

приемлемость подобного рода выделения формаций после изложенного в начале главы совершенно очевидна.

Таким образом, *размещение пород внутри формаций контролируется их фациальным типом*; у континентальных формаций оно изменчивое: пестрое, несимметричное, симметричное; у паралических формаций постоянно асимметричное; у морских — симметричное.

Это обстоятельство позволяет сформулировать простой общий закон, контролирующий местонахождение внутри формации любой участвующей в ее составе породы. Закон этот гласит: *местонахождение любой породы, входящей в состав формации, а также соотношение ее с соседними по вертикали и горизонтали породами определяются фациальным типом формации и фациальным типом породы.*

6. Циклическое строение гумидных формаций и факторы, его определяющие

Сложению подавляющего большинства гумидных формаций свойственно более или менее ярко проступающее циклическое повторение пород в вертикальном разрезе, хотя эта цикличность у формаций разного фациального типа имеет неодинаковый характер и генезис.

У формаций гумидных равнин ритмично построенные пачки встречаются редко, и по простиранию не выдерживаются. *Единой, охватывающей всю формацию цикличности, которую можно было бы связать с изменениями тектонического режима, у этих формаций нет*, либо, как полагают некоторые исследователи (например, Л. Н. Ботвинкина), она заглушена теми многочисленными и локальными внутриформационными размывами, которые для этого типа формации весьма типичны. *Локальные же циклы имеют, как правило, чисто экзогенное происхождение.* В одних случаях они вызваны меандрированием реки на фоне медленных погружений территории, что создает ритмы, в которых русловой аллювий чередуется с пойменными отложениями; сами такие ритмы естественно разделены размывами. В других случаях изменения влажности территории создают то усиленное, то ослабленное формирование делювия, спускающегося с борта долины на пойму, и, стало быть, чередование в разрезе пойменных и склоновых отложений. Те же колебания массы метеорных осадков вызывают временный и локальный подъем грунтовых вод и заболачивание части территории вплоть до образования торфяника, после чего следует понижение уровня грунтовых вод и обсыхание участка. С климатическими же колебаниями могут быть связаны усиленное зарастание озер и превращение их в болота, частично или полностью, и новое омоложение озер и отложение обычных озерных осадков. Повторяясь периодически и проявляясь на одних участках образования формации сильнее, на других слабее, все эти экзогенные процессы вызывали локальную, слабо выраженную цикличность формаций гумидных равнин, причем сами эти циклы локализованы внутри формации прихотливо, без ясно выраженной закономерности.

У континентальных формаций предгорных низин цикличность, прослеживаемая на всей площади формации, также отсутствует; развиты мелкие локальные ритмы экзогенного происхождения, распространенные главным образом на дистальных по отношению к горным краям частях формаций.

У формаций межгорных котловин, как платформенных, так и геосинклинальных, особенно когда они нешироки, но вытянуты в длину, периодичность осадконакопления выражена резко. Порою через все тело формации прослеживаются два — три и больше циклов, начинающихся более грубозернистыми конгломератово-песчаными горизонтами пролювиально-аллювиального типа и сменяющиеся тонкозернистыми глинисто-алевролитовыми горизонтами озерно-болотного происхождения; как тем, так и

другим свойственно сложное строение. Так обстоит дело, например, в отложениях долинской и надкарагандинской свит верхнего карбона в Караганде (В. В. Коперина), в нижнемеловых угленосных отложениях по южной окраине Алданского массива, в юрской угленосной формации Тувы и некоторых других. Вполне вероятно, что причиной такого рода общей и крупной цикличности были тектонические движения седиментационной области, то омолаживавшие рельеф ее водосборной части (грубые осадки начала циклов), то позволявшие рельефу более или менее выравниваться (тонкозернистые осадки средних и верхних частей циклов).

Параличские формации являются классическими примерами циклического сложения. Обычно в основании каждого цикла на размытой поверхности ложа располагаются аллювиальные (русловые и пойменные) отложения, выше озерно-болотные глинисто-алевритовые, затем — угольный пласт, сменяемый лагунными и морскими отложениями. Полнота цикла, степень развитости отдельных его членов, мощность цикла меняются от одного разреза формации к другому, но каждый цикл все же прослеживается на всей территории формации, иногда, правда, расщепляясь местами на 2-3 более дробных подцикла. Фактором, обусловившим такого рода региональную цикличность параличских формаций, являясь, несомненно, тектонические движения: шериодическое то воздымание территории, то новое погружение ее. Воздымание вначале изгоняло море и делало площадь наклонной равнины сухопутной и с несколько расчлененным рельефом; по ней текли реки с плоскими невысокими водоразделами между ними. Затем наступало выравнивание рельефа (в силу срезания водоразделов и заполнения осадками речных долин) и заболачивание территории, приводившее к широкому развитию торфяников (угольных пластов); в этот момент движения земной коры как бы замирали. Позже начиналось погружение площади под уровень моря и накопление надугольных лагунных и морских осадков. Поразительно, что после кратковременных регрессий море возвращалось почти в точности на прежние участки и самый характер распределения фациальных типов осадков в разных циклах в основных чертах был сходен. Менялись лишь детали.

Цикличность в строении морских формаций развита гораздо слабее, чем в параличских. *Она всегда ограничивается лишь периферическими частями формаций, постепенно замирая к центральным частям.* У самого края формации циклы выражены резче всего и число их наибольшее. Каждый цикл располагается здесь на поверхности размыта, начинается наиболее прибрежными грубозернистыми осадками, конгломератами, песчаниками; заканчивается же более глубоководными и тонкозернистыми алеврито-песчаными и карбонатными; иногда в основании цикла встречаются континентальные или лагунно-дельтовые отложения. С продвижением к центру формации число циклов убывает за счет последовательного выклинивания одного за другим; размыты в основании цикла исчезают, а грубозернистые породы базальной его части сменяются более глубоководными и тонкими; сама цикличность заключается в смене более глубоководных осадков менее глубоководными. В центральных частях крупных морских формаций и такие изменения затухают, и формация слагается сплошной мощной толщей в одних случаях глин, в других — карбонатных пород с неясным развитием напластования (меловая формация C_2 Русской платформы, терригенные отложения J_3 и C_1 там же, и др.).

Чем круче наклонено было дно морского бассейна, тем уже зона циклического строения формации; чем более пологой и плоской была котловина моря, тем шире зона циклического строения формации. Поэтому платформенные морские формации, особенно возникшие в сильно мелководных плоских морях с карбонатным осадком (C_1 , D_3), показывают циклическое строение на очень больших площадях, иногда почти во всем теле фор-

мации. Формации же геосинклинальные циклично построены лишь в узкой краевой их зоне. При разрушении этой зоны в дальнейшей истории формаций они вообще могут казаться ациклическими, что не отвечает первоначальному их характеру.

Мощности циклов и соответственно число их у морских формаций сильно варьируют. Обычно циклов немного, 10—12, а мощность каждого измеряется метрами и первыми десятками метров; при этом на самом краю формации цикличность обычно более мелкая, а с удалением к центру все возрастает по мощности и убывает по числу циклов. Но во флишевых формациях цикличность всегда мелкая (десятки сантиметров до немногих метров), а число циклов опромное (сотни). При более детальном рассмотрении строения циклов морских формаций оно обычно оказывается более сложным; усложнение заключается в том, что в каждом элементе цикла — базальном, срединном, конечном — имеет место неоднократное чередование пород, разных по своему петрографическому типу, например: песчаников и конгломератов в основании, песчаников и алевролитов в более высоких частях ритма, глин и алевролитов или глин и карбонатных пород еще выше. Такого рода мелкие чередования гораздо менее выдержаны на площади сравнительно с циклами, а породы переходят одни в другие постепенно.

По единодушному признанию исследователей циклическое строение морских формаций обязано своим происхождением эпейрогеническим движениям седиментационной области, в частности — осцилляциям водосборной ее части. Поднятия водосборов вызывали временную регрессию моря и размыв вышедших на поверхность частей морского дна; новые погружения — возврат моря на приблизительно прежнюю, то несколько большую, то меньшую площадь. Каждое такое колебание создавало цикл на краю формации. При этом более сильным движениям отвечали циклы, далеко уходящие в центральную часть формации, более слабым — короткие, краевые циклы. На этот чисто тектонический механизм циклообразования, несомненно, накладывался еще другой, связанный с гидродинамикой моря. Изменение траектории течений, разносящих по бассейну терригенный материал, вызывало в прибрежной зоне пространственное смещение одних осадков на место других. Отдельные особо сильные штормы могли локально в прибрежных частях моря взмучивать осадок, создавая локальные размывы его и после переотложения — горизонты с *graded bedding*. В том же направлении действовали и сейсмические толчки, когда они имели место. Все эти дополнительно действовавшие факторы порождали локальные и маломощные переслаивания пород внутри цикла, делавшие его строение иногда достаточно сложным.

Особой и до сих пор до конца неразъясненной является цикличность флиша. Что генезис ее тектонический, в этом, кажется, ни у кого сомнений нет. Но проявляется ли в данном случае действие тектонического фактора через обычные, только очень частые и крупные по масштабу, осцилляции земной коры, как полагают одни исследователи, или же через многочисленные сейсмические толчки в области «кордильер», порождавшие моретрясения, взмучивания и переотложения осадков с образованием *graded bedding*, как думают другие, — это остается еще не вполне ясным. Второй из указанных механизмов представляется автору более правдоподобным.

Итак, тектонически обусловленная цикличность слабо развита и чаще отсутствует у внутриконтинентальной группы формаций, резко проявляется в формациях параличских, где проступает во всей их толще, и вновь ослабевает в формациях морской группы, где характеризует только более или менее значительные их краевые части. Наряду с тектонически обусловленной цикличностью во всех формациях имеются также изменения напластования, вызванные действием экзогенных — гидродинамических и

климатических факторов; в формациях гумидных равнин и предгорных низин именно эти факторы и определяют текстурный облик формационных тел.

* * *

Резюмируя изложенное относительно закономерностей сложения или текстуры формаций, получаем следующую общую схему (табл. 25).

Таблица 25

Текстурный облик формаций

Текстурные признаки формаций	Внутриконтинентальные формации	Параличские формации	Морские формации
1. Характер пластования	Мелкопластовый; пласты быстро выклиниваются, часто срезают друг друга	Сочетание мелкопластового у континентальных пород со средне- и крупнопластовым у морских (и лагуннозаливных)	Крупнопластовый, реже среднепластовый
2. Размещение пород разного типа внутри формации	У формации гумидных равнин — <i>пестрое</i> ; у формации предгорных низин — <i>асимметричное</i> ; у формации межгорных котловин — более или менее <i>симметричное</i>	Резко выраженное асимметричное	Более или менее ясно выраженное <i>симметричное</i>
3. Тектонически обусловленная цикличность строения	У формаций гумидных равнин и предгорных низин <i>не является</i> ; у формаций межгорных котловин слабо выражена	Резко и характерно выражена во всем теле формации	Развита лишь по периферии формации; ширина циклической зоны определяется степенью выраженности котловины моря, в которой шло образование формаций
4. Цикличность взкогенного происхождения	Резко выступает и у формаций гумидных равнин и предгорных низин является практически единственным типом цикличности. Сильно усложняет цикличность формаций межгорных впадин	Имеет подчиненное значение, усложняя строение циклов тектонического происхождения	

Из схемы явствует, что все текстурные признаки формаций — напластование, размещение пород внутри формации, степень выраженности и самый характер цикличности — самым тесным образом связаны с фациальными типами формаций и ими предопределяются. Это обстоятельство делает фациально-генетический подход к изучению и выделению формаций необходимым и обязательным.

7. Мощности гумидных формаций и факторы, их контролирующие

По существующим сейчас взглядам единственным фактором, определяющим мощность осадочных формаций, является тектонический режим, господствующий в эпохи их становления: чем интенсивнее были эпейрогенетические движения на площади осадконакопления, тем мощнее формация; с ослаблением энергии эпейрогенеза убывает и мощность синхроничных им толщ. Эта точка зрения, выставленная вначале тектонистами, прочно вошла затем и в обиход литологических рассуждений без каких-либо существенных изменений.

Несмотря на общепризнанность такой трактовки, приходится все же указать, что она весьма упрощена и что действительный механизм возникновения мощностей формаций гораздо сложнее, а факторы, участвующие в этом процессе, гораздо разнообразнее.

Остановимся вначале на формировании мощностей осадка в современных водоемах. Опираясь в одних случаях на карты абсолютных масс осадков (Черное море, экваториальная часть Атлантического океана), в других — на мощности осадков в колонковых разрезах, в третьих — на баланс поступления в бассейны осадочного материала и на законы денудации (см. гл. I), можно принять, что средняя интенсивность седиментации в современных бассейнах (m) определяется в общем четырьмя факторами, а именно: величиной B/L , т. е. отношением площади водосборного бассейна (B) к площади конечного водоема стока (L); величиной R или степенью расчлененности рельефа водосборной части водоема; фактором H или степенью гумидности водосбора, иначе — годичной массой и режимом выпадающих осадков; наконец, фактором D или способностью пород водосбора к денудации, смыву. При этом средняя интенсивность годового (или за малый срок взятого) осадконакопления пропорциональна каждому из перечисленных выше факторов, т. е.

$$m = \frac{B}{L} \cdot R \cdot H \cdot D. \quad (1)$$

В подтверждение сказанного, кроме общих соображений, можно привести распределение скоростей осадкообразования в Мировом океане, а также нижеследующее сопоставление абсолютных скоростей осадконакопления в водоемах разного физико-географического типа (табл. 26).

Ничтожность скорости осадкообразования в Атлантическом океане объясняется, конечно, малыми размерами его водосборной площади, которая втрое меньше площади самого океана. Ускорение осадкообразования при переходе от Атлантического океана к озерам Байкалу и Ильмень есть результат

Т а б л и ц а 26

Средние абсолютные скорости осадконакопления в водоемах разного физико-географического типа

Водоем	B/L	Средняя абсолютная скорость осадконакопления, г/см ² , за 1000 лет
Атлантический океан (экваториальная часть) . .	0,30	1,47
Озеро Байкал .	14,1	ок. 4—5
» Ильмень .	31,5	14,3
Черное море . .	3,7	48,4

прежде всего увеличения коэффициента B/L , но малое количество ежегодных осадков, а также плохая денудируемость водосборной площади действуют в противоположном направлении, почему абсолютная масса ежегодных осадков сравнительно мало увеличивается по отношению к средней океанической. Резкий же рост абсолютного осадкообразования в Черном море обусловлен не только увеличением коэффициента B/L , но в первую очередь интенсивно расчлененным рельефом значительной части водосбора, большой гумидностью отдельных его частей и, наконец, податливостью к смыву рыхлых лёссовых и других пород многих районов водосбора.

Очень большие скорости осадконакопления в морях Малайского архипелага обусловлены отчасти значительной величиной B/L , но главным образом резко выраженным рельефом восточной Азии, а также обилием осадков и благоприятным для смыва распределением их во времени (чередование сухих и резко влажных времен года). Малые же скорости осадкообразования в советских дальневосточных морях (Охотском, Японском, Беринговом) при наличии горного рельефа водосборной площади следует приписать частью малой величине B/L , но главным образом малой гумидности района и наличию плотных трудно размываемых пород на водосборной площади, что в свою очередь обусловлено слабостью химического выветривания их.

Формула (1), удобная для рассмотрения механизма, определяющего интенсивность осадкообразования в современных водоемах, мало удобна для аналогичного анализа древних отложений по той причине, что в ней не фигурирует в явной форме фактор, сразу же бросающийся в глаза при изучении древних толщ: интенсивность тектонических движений внутри седиментационной области. Но этот дефект легко устраним. Так как *интенсивность рельефа в общем непосредственно определяется и длительно поддерживается интенсивностью тектонического режима, то в формулу (1) мы с полным правом можем вставить вместо фактора R (интенсивность рельефа) фактор T — интенсивность тектонических движений, полагая, что $R = \alpha T$, где α — некоторый переходный коэффициент. Тогда формула (1) приобретет вид:*

$$m = \frac{B}{L} \cdot (\alpha T) \cdot H \cdot D \quad (2)$$

и становится полезной и для анализа древних толщ.

Как известно, мощности этих толщ ясно зависят от тектонической природы того участка земной коры, на которых они формировались.

Мощности платформенных морских осадков, исключая специфические районы предгорных прогибов, за каждый тектонический этап (каледонский, герцинский, альпийский) относительно невелики и укладываются обычно в пределы 500—1500 м, чаще ближе к первому, чем ко второму пределу. Мощности синхроничных геосинклинальных отложений гораздо выше и за каждый тектонический этап измеряются многими тысячами метров, достигая 10—15 тыс. м и выше. Мощности осадков древних океанов нам прямым путем неизвестны. Но допустим, что в среднем за 1000 лет древние пелагические илы отлагались, как илы современные, со скоростью около 1 см. Учитывая, что из одного сантиметра осадка после уплотнения и превращения его в породу образуется около 0,5—0,6 см породы (по мощности) и принимая длительность каждого тектонического этапа примерно в 170 млн. лет, получаем, что мощности океанических отложений составляют около 850 м для каждого тектонического этапа. Вероятно, истинная мощность их значительно меньше, ибо современная скорость осадконакопления в океанических бассейнах, по всей видимости, максималь-

ная в силу высокого стояния континентов и интенсивной их эрозии (и абразии).

Причина различий в мощностях платформенных и геосинклинальных толщ заключается, как это давно выяснено, в том, что интенсивность эпейрогенических движений в геосинклинальных зонах была гораздо выше интенсивности их на платформах. Это длительно поддерживало гораздо более расчлененный рельеф внутри площадей геосинклинальных поднятий и гораздо более интенсивную их денудацию сравнительно с поднятиями на платформах; отсюда большие мощности геосинклинальных толщ. Здесь наглядно сказывается действие фактора (αT) в нашей формуле (2).

Уменьшенные мощности океанических осадков имеют другую причину. Отношение B/L у древних океанов, как и у современных, было вероятно, очень мало. Кроме того, океанические бассейны древности еще в большей степени, чем современные, были отгорожены от континентов окраинными — наплатформенными и геосинклинальными — морями, которые улавливали и осаждали на своей площади главнейшую массу поступающего с континентов осадочного материала. Обе указанные причины и приводили к тому, что на единицу площади древних океанов приходилось лишь весьма немного осадочного материала, и это давало на огромной территории океанических бассейнов за длительный срок малое суммарное по мощности накопление осадков.

Из сказанного видно, что в механизме формирования древних осадочных толщ, как мы сейчас его себе представляем, улавливаются лишь два фактора из четырех, входящих в формулу (2), для современных отложений: (αT) и B/L . Влияние других: гумидности (H) и эрозионной податливости пород водосборного района (D) мы пока не улавливаем. Как толковать это обстоятельство? Означает ли оно, что степень гумидности (H) территории и эрозионная податливость водосборных площадей, столь ярко выступающие в современном осадкообразовании, в древние эпохи влияния практически не оказывали и что возникновение мощностей осадочных толщ контролировалось в прошлом практически лишь действием одного тектонического фактора? Или же, наоборот, оба названные фактора оказывали свое влияние и в прошлом так же, как сейчас, не только методика, пока что применяемая к анализу генезиса мощностей, слишком груба и примитивна и потому просто не может выявить влияния ни гумидности района, ни эрозионной податливости его пород? При этом эффект влияния обоих этих факторов автоматически относится на долю фактора тектонического. Нам представляется правильным именно второе предположение. Что влияние гумидности климата (фактор H) и денудированности пород водосборов (D), несомненно, должно было иметь место и в прошлом, вытекает из того, что во все времена массы метеорных осадков внутри влажной зоны были много больше под тропиками и меньше в зоне умеренных широт; всегда в большей или меньшей степени существовали муссонные климаты с их сменой засушливых и мокрых времен года; всегда, наконец, поверхность земли слагали породы с неодинаковой способностью к разрыхлению и смыву. А раз так, то и механизм формирования мощностей древних свит должен быть принципиально таким же, как тот, который мы наблюдаем сейчас, на современном осадконакоплении, когда формации находятся *in statu nascendi*.

Таким образом, мы имеем все основания считать, что механизм возникновения мощностей древних свит также выражался формулой (2) и включал в себя действие многих факторов, а не только одного тектонического, как это часто ошибочно принимается. Тектонический фактор был, вероятно, лишь главным среди других, но все же не единственным.

То, что мы не улавливаем пока действия ни фактора гумидности (H), ни фактора денудированности, доказывает вовсе не ничтожную роль обоих

их в образовании мощностей древних осадочных формаций, а примитивность подхода к анализу этого сложного процесса. В самом деле, как можно уловить действие фактора гумидности, если анализ мощностей формаций на платформах и в геосинклиналях ведется вне климатических условий, в которых эти толщи возникали? Отсутствие учета климатических обстановок влечет за собою отсутствие возможностей как-либо подойти и к выявлению фактора (H) хотя бы для наиболее молодых формаций, водосборные площади которых более или менее известны. Совершенно очевидно, что методика анализа процессов, формирующих мощности древних осадочных толщ, должна быть радикально усовершенствована.

На этом примере лишний раз можно убедиться в том, насколько более глубоким и тонким становится понимание многих как будто уже достаточно изученных процессов, когда литолог подходит к ним сравнительно-литологически, т. е. с учетом современного их течения, и как неожиданно при этом намечаются новые перспективы улучшения и расширения методики изучения той или иной проблемы.

8. О соотношениях скоростей осадкообразования со скоростями движений земной коры; динамические типы гумидных формаций

Всякое длительно совершающееся накопление осадков, необходимое для возникновения формаций, возможно лишь при условии, если область седиментации испытывает длительное погружение, постоянно восстанавливающее ванну, где осадок захороняется. Отсюда естественно встает вопрос о соотношениях между скоростями накопления осадков и скоростями прогибания седиментационной области.

В настоящее время имеется уже много определений быстроты осадконакопления в современных водоемах; они собраны в табл. 27.

Из цифр явствует, что скорость седиментации в современных водоемах, вообще говоря, ничтожно мала; в центральных их частях она колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров за тысячу лет; в прибрежных же районах и в заливах возрастает до нескольких десятков сантиметров за тот же срок.

В табл. 28 и 29 собраны аналогичные данные по абсолютным скоростям седиментации в водоемах геологического прошлого.

Нетрудно убедиться, что и *средняя скорость осадконакопления в бассейнах геологического прошлого и пределы ее колебаний в общем хорошо укладываются в «нормы» для современной седиментации*. При этом платформенные моря прошлого отвечали по скоростям накопления осадка участкам современного открытого шельфа океана или начала континентального склона: геосинклинальные же бассейны — современным внутриконтинентальным морям или небольшим заливам открытого моря (океана).

С цифровым материалом по абсолютным скоростям эпейрогенических движений дело обстоит хуже. Объективно мы принуждены ограничиться здесь лишь данными о скоростях современного эпейрогенеза, ибо прямых определений скоростей аналогичных движений в прошлом у нас пока нет.

Быстрота современных эпейрогенических движений показана в таблице 30.

Как видим, современные эпейрогенические движения и на платформах и в складчатых зонах обладают скоростями в десятки и сотни сантиметров в 1000 лет, а иногда и больше. Как обстояло дело в прошлые геологические эпохи, мы, строго говоря, не знаем. Но все же можно с большим вероятием полагать, что по крайней мере в послелеальгонское время скорости эпейрогенеза были того же порядка, что и в современный геологический момент.

Таблица 27

Скорости осадконакопления в современных водоемах
(по В. Н. Саксу, 1950, с дополнениями)

Наименование бассейна и типа осадка	Скорость образования осадка, в см, за 1000 лет	
	Влажный осадок	Сухой осадок
I. Океаны		
Атлантический океан:		
а) синяя глина	1,78	0,59
б) глобигериновый ил	1,20	0,40
в) глубоководная красная глина .	0,86	0,29
Северная часть Атлантического океана между Ньюфаундлендом и Ирландией:		
а) глобигериновый ил	1,5—10,0	0,5—3,0
б) терригенный синий ил у подножия Ньюфаундлендской банки	30—50	10—15(?)
Караибское море, впадины:		
глобигериновый ил	0,5—1,0	0,17—0,33
Тихий океан к западу от Калифорнии:		
глубоководная глина	0,25—0,6	0,08—0,2
Индийский океан, южная часть		
а) глобигериновый ил	0,4—0,8	0,2
б) диатомовый ил	0,54	0,18
Сев. Ледовитый океан	0,3	0,1
II. моря и заливы¹		
Гренландское море	1,5	0,5
Черное море:		
а) вблизи гористых побережий . .	40	—
б) в центральных частях моря . .	1,2—4,0	—
в) между Крымом и М.Азией . .	11—38	—
Каспийское море:		
а) северная часть	100	30
б) западная часть южной котло- вины	100	30
в) центральная часть южной котло- вины	45—60	15—20
г) восточная часть южной котло- вины	30	10
Баренцево море:		
а) южная часть	2,2—4,0	1,5
б) северная »	0,8—1,1	0,3
Карское море	6	2
Фиорд Драммен (Норвегия)	81—93	27—31
Залив Клайд	240—300	80—100
Калифорнийский залив	60	19
У Моллукских островов	85	28

Средние скорости осадконакопления в древних водоемах платформ

Стратиграфическое подразделение	Скорость образования осадка, в см. за 1000 лет			
	Волжская синеклиза	Москов- ская си- неклиза	Днепров- ско-До- нецкая впадина	Платформа в целом
Русская платформа (по А. Б. Ронову, 1949)				
Живетский век	6,00	6,00	2,80	5,30
Верхний девон	4,70	3,50	2,00	3,70
Нижний карбон	2,20	0,90	0,50	1,60
Средний »	1,50	0,70	0,30	1,10
Верхний »	1,00	0,50	0,25	0,80
Артинский век	1,00	0,60	—	0,90
Кунгурский век	2,20	0,57	—	1,80
Казанский »	1,47	0,80	—	1,27
Татарский »	2,30	1,34	—	2,20
Нижняя юра	0,50	—	0,50	0,50
Средняя »	1,10	—	1,00	1,10
Верхняя »	0,40	0,12	0,40	0,36
Нижний мел	0,50	0,17	0,12	0,40
Верхний »	0,50	0,01	0,60	0,50
Палеоген	0,45	—	0,12	0,28
Миоцен	0,82	—	1,22	1,00
Плиоцен	1,16	—	0,17	1,00
Другие платформы (по В. Е. Хаину, 1954)				
Пермь — неоген Северогер- маиской впадины	—	—	—	1,45
Олигоцен Рейнского грабена	—	—	—	7,50
Ордовик — карбон Мичиган- ского прогиба (США)	—	—	—	1,70
Ордовик — карбон Иллиной- са (США)	—	—	—	1,30
Кембрий — Пермь западного внутреннего каменноугольного бассейна (США)	—	—	—	1,20
Палеозой штата Монтаны и прилежащих районов США .	—	—	—	0,30—1,20

Из сопоставления приведенных данных вытекает, что скорости эпейрогенических движений земной коры изменяются в гораздо большем диапазоне сравнительно со скоростями седиментации: вместе с тем самые темпы изменений движений земной коры во времени гораздо выше темпов убыстрения или замедления осадконакопления. Движения земной коры могут за короткие сроки то сильно убыстряться, то резко и длительно ослабевать, т. е. идти весьма неравномерно, более или менее выраженными скачками. Изменения же седиментации в сторону ускорения или замедления всегда идут очень медленно. Это гораздо более инертный, вялый процесс сравни-

Таблица 29

Средние скорости осадконакопления в геосинклиналях и предгорных прогибах

Стратиграфическое подразделение	Средняя мощность осадка, м	Скорость образования осадка, в см, за 1000 лет
Уральская геосинклиналь (по А. Б. Ронову, 1949)		
Нижний силур	1060	1,3?
Верхний »	1460	2,4
Эйфельский ярус	1080	9,0
Верхний девон	670	5,6
Нижний карбон	1100	7,0
Средний »	530	3,1
Верхний »	440	2,5
Артинский ярус	840	8,4
Кунгурский »	670	6,7
Казанский »	700	7,0
Татарский »	750	7,5
Другие геосинклинальные зоны (по В. Е. Хаину, 1954)		
Акчагыльские отложения в восточном Закавказье	—	10—30
Майкопская свита на Кавказе (олигоцен — пазы среднего миоцена)	500—3000	2,5—15,0
Средний и верхний миоцен Кавказа	500—3000	5,0—30,0
Верхний мел Кавказа	500—3000	2,5—15,0
	и выше	
Нижняя юра Кавказа	500—4000	3,0—24,0
Карбон Донецкого бассейна	11000—13000	28,0—32,0
Эоцен — плиоцен Санта-Мария (Калифорния США)	5000	7,1
Неоген береговых цепей (Калифорния)	4500	15,0
Эоцен — плиоцен северо-восточной Суматры	9500	13,3
Неоген центральной и южной Суматры	6000	20,0
Неоген Явы	5000	17,0
Эоцен — плиоцен Борнео	9000	13,0
Эоцен — плиоцен юго-восточного Борнео	15 000	21,4

тельно даже с эпейрогеническими движениями земной коры. Такой характер седиментогенеза с полной ясностью вытекает из наблюдений над современными геологическими процессами. Эпейрогенические воздымания высоко приподняли многие участки земной коры: Альпы, Карпаты, Кавказ и т. д. Несомненно, это оживило и процессы денудации приподнятых участков. Однако даже усиленная денудация не в состоянии срезать прирост высот, обязанных эпейрогеническим поднятиям в той мере, в какой они нарастают; в результате приподнятые участки выглядят более или менее высокими горными кряжами. Но интенсивность денудации определяет одновременно интенсивность осадкообразования на площадях, кор-

Средние скорости современных движений земной коры
(по В. Е. Хаину, 1954, и Н. И. Николаеву, 1949)

Районы наблюдений	Скорость, в см, за 1000 лет	Районы наблюдений	Скорость, в см, за 1000 лет
Нивелировки вдоль ж.-д. линии Рязск — Пенза — Куйбышев—Бузулук	от +50 до +560,1	в) Кальмара . .	+170
Среднее Приуралье, артинская антиклиналь	+100	г) Выборг	+130
Нивелировки вдоль Закавказской ж. д.:		д) Кронштадт . .	-50
а) зап. часть Апшеронского полуострова	+730	е) Таллин	-190
б) Курильская депрессия у ст. Ке	-640	ж) Рига	-280
в) Сурамский хребет	+540	з) Лиенае	-130
Ставропольское плато и прилежащие участки	от +2500 до -1,110	Побережья, океанов и морей:	
Побережье Каспия от Махачкала до Баку . .	+1630 (максим.)	а) Африка	от 0 до +420
Апшеронский полуостров	от -1560 на востоке до +1600 на западе	б) США, Атлантическое побережье . . .	от +60 до +570
Балтийский щит:		в) США, Тихоокеанское побережье . . .	от 0 до +60
а) на северо-западе Ботнического залива . .	+1000	г) Франция, Атлантическое побережье	от + 90 до +280
б) Хельсинки . .	+290	д) Франция, Средиземноморское побережье	от 0 до +160
		е) Великобритания	от +120 до +130
		ж) Индия и Бирма	от +10 до +120
		з) Италия	от +50 до +220
		и) Япония и КНРС	
		Тайвань	от +10 до +370

релятивно связанных с горными хребтами; она в данном случае также оказывается уступающей скорости движений земной коры. Здесь выступает с наглядностью гораздо большая инертность, вялость течения седиментационного процесса по сравнению с темпами даже эпейрогенических движений земной коры.

Из сказанного явствует, что между эпейрогеническими движениями земной коры и осадкообразованием, как правило, нет точной количественной корреляции: движения земной коры то более или менее значительно опережают седиментогенез, то отстают от него. При этом по характеру соотношений темпов эпейрогенеза и седиментации можно выделить по крайней мере три хорошо различимых динамических типа седиментогенеза, с возможными переходами между ними.

Первый широко распространен в природе и наиболее характерно представлен морскими гумидными отложениями платформ, но часто развит и в геосинклинальных зонах.

В истории образования относящихся к этому типу формаций выделяются три последовательных этапа.

Начальный этап — это этап заложения того плана эпейрогенических движений, который определяет дальнейшее развитие формации. Это этап трансгрессий; отвечающий ему базальный комплекс пород формации следует называть трансгрессивным динамическим комплексом.

Существует много указаний на то, что этот начальный этап отличается резким преобладанием скоростей эпейрогенических движений над скоростями осадконакопления. Об этом говорят, прежде всего, наблюдения над современным седиментогенезом. Современное Балтийское море послетчетвертичного времени; осадков в нем накопилась ничтожная пленка; но глубины здесь достигают местами уже 200—300 м. Опережение седиментации движениями земной коры — налицо. В еще более яркой форме некомпенсирующая седиментация проявлена в дальневосточных морях — Охотском, Японском; эти бассейны возникли главным образом в четвертичное время и накопили весьма небольшие (немногие десятки метров) покровы осадков, но обладают глубинами в тысячи метров. Моря Северное, Белое, Лаптевых, Чукотское в его мелководной части, многие участки шельфа Атлантического океана также чрезвычайно молоды (послетчетвертичные), но обладают уже заметными глубинами, во всяком случае в десятки раз превышающими мощность осадков. Все эти примеры ясно показывают, что *начальный этап образования формаций характеризуется резким опережением седиментогенеза тектоническими процессами, создающими конечную котловину стока с окружающими водосборными площадями.*

Наличие такого опережения демонстрируется и строением древних формаций. В частности, в низах их часто развиты прибрежные, грубозернистые, песчано-конгломератовые осадки, сменяемые вверх по разрезу тонкозернистыми, пелитоморфными, глинисто-карбонатными образованиями, отложившимися, несомненно, на большей глубине, сравнительно с базальными. Нарастание глубины конечного водоема стока, несмотря на одновременно протекающее осадконакопление, было возможно только потому, что движения земной коры намного опережали темпы осадкообразования и формировали конечную котловину стока как явно выраженную морфологически депрессию, впоследствии в большей или меньшей степени заполненную осадками. Особенно ярко выступает это опережение тектогенезом седиментации в тех случаях, когда имеются достоверные доказательства *настоящей глубоководности* тонкозернистых глинистых отложений вроде, например, находок светящихся рыб и другой фауны со специальными приспособлениями к обитанию на глубинах.

На втором, гораздо более длительном по времени, этапе образования формаций скорости эпейрогенических движений и седиментогенеза приблизительно выравниваются. Точное соответствие их друг другу и в это время наблюдается лишь крайне редко, но отклонения в обе стороны становятся количественно небольшими, даже ничтожными, причем колебания эти практически покрываются, и в целом имеет место *уравновешенная, компенсирующая седиментация.* Весьма ярко выступает такая уравновешенная, компенсирующая седиментация у морских толщ, сложенных мощными, в сотни метров, мелководными песчано-алевритово-глинистыми породами, а также органогенно-детритусовыми и биоморфными известняками. Глубины отложения этих осадков измеряются обычно немногими десятками метров, редко больше, и потому длительное, в геологическом смысле, сохранение мелководной седиментации возможно было лишь при условии приблизительного равенства (в среднем) скорости движений земной коры и скорости осадконакопления. Еще более наглядно выступают эти соотношения в тех случаях, когда в составе осадочной толщи крупную роль играют мощные рифовые горизонты (в сотни метров). Они могли возникнуть, как впервые отметил еще Ч. Дарвин, лишь в том случае, если проги-

бания дна и темпы роста рифа были приблизительно одинаковы, благодаря чему поверхность рифа долгое время находилась почти точно на одной и той же глубине под уровнем моря. Труднее опознается компенсирующая седиментация в тех толщах, у которых вслед за базальными грубозернистыми осадками следуют мощные толщи тонкозернистых глинистых, пелитоморфных карбонатных и кремнистых пород, не имеющих ясных признаков мелководности. Нужно иметь в виду, однако, что и в этих случаях приходится принимать, что разница темпов эпейрогенеза и седиментогенеза была незначительна. Ибо если бы скорости погружения резко отличались бы от скоростей осадкообразования, это неминуемо и скоро сказалось бы на типе осадка. При резком опережении осадкообразования, т. е. при избыточной седиментации, отложения неизбежно приобрели бы черты мелководности (по остаткам фауны, по текстурам и структурам); при резко некомпенсирующей седиментации возникли бы черты глубоководности (красноцветные осадки с повышенным содержанием S_{org} , но без сульфидов и без $FeCO_3$ (или с ничтожным его содержанием)). Отсутствие как тех, так и других признаков доказывает, что после первоначальных убыстренных движений и опускания дна бассейна на некоторую (достаточную для образования тонкозернистых осадков) глубину темпы дальнейшего прогибания не сильно отличались от темпов седиментогенеза. Понятно, что и в этом случае речь может идти только о приблизительной компенсации прогибаний осадкообразованием, ибо компенсация в строгом смысле слова, судя по всему, явление весьма редкое и исключительное.

Относящийся ко второму этапу динамический комплекс пород формации может быть назван *стабильным*, ибо он отвечает более или менее стабильным условиям образования осадочной толщи.

Как бы долго ни длилось состояние приблизительной уравновешенности прогибаний осадкообразованием, оно все же неизменно кончалось тем, что земная кора на площади образования формации прекращала прогибаться и в ряде случаев даже приобретала восходящее движение. Всегда при этом проходил заметный промежуток времени между концом старого тектонического режима и прекращением осадкообразования на прежней площади. Этот период регрессии обычно характеризовался *избыточной седиментацией*. Возникавшие при этом регрессивные динамические комплексы в верхах формации, однако, лишь редко уцелевают, обычно же срезаются последующей денудацией и исчезают.

Таким образом, первоначальный момент некомпенсирующей седиментации и последующий период приблизительно уравновешенного осадконакопления в истории гумидных формаций наблюдаются очень часто и даже обычно, заключительный же момент избыточного осадкообразования, как правило, не улавливается из-за неполноты геологической летописи.

Описанный ход развития имеет результатом состав формаций из двух динамических комплексов — трансгрессивного и стабильного, причем последний резко преобладает по мощности. Это обстоятельство позволяет назвать этот динамический тип формаций типом в среднем уравновешенного или компенсирующего седиментогенеза.

Второй динамический тип формаций возникает на базе некомпенсирующей седиментации. Характерной чертой этого типа является отставание осадконакопления от темпов прогибания в центральной части седиментационной области не только в начальный момент образования толщи, но и длительное время позже, практически в течение всей эпохи ее формирования. Классический пример был описан впервые Д. Ф. Шамовым из нижнепермских отложений Ишимбаевского Приуралья. В предуральском прогибе вдоль его восточного края отлагалась мощная (> 1000 м) свита песчано-алевритово-глинистых пород; вдоль западного края — чистые рифогенные мелководные осадки, также огромной мощности (око-

ло 1200 м); в промежутке же между ними, в центральной части предуральского прогиба,— маломощные, всего около 100 м, битуминозные, тонкозернистые, микрослоистые, глинистые известняки и мергели, с редкими остатками аммоней, радиолярий, занесенных сюда фузулинид. По определениям последних, в маломощной пачке пород представлены полностью те же стратиграфические горизонты, что и в мощных свитах западного и восточного бортов прогиба. Такого рода стратиграфические соотношения доказывают, как это впервые и показал Д. Ф. Шамов, что в течение всего нижнепермского времени центральная часть предуральского прогиба представляла собою глубоководную рытвину, быстро погружающуюся. На бортах ее усиленная терригенная (на востоке) и биогенная (на западе) седиментация успевали более или менее компенсировать прогибание, в центральную же часть ее осадочного материала поступало мало, и здесь длительно поддерживались условия некомпенсированного погружения.

Аналогичные случаи были обнаружены на некоторых других геосинклинальных участках. Так, в ордовике Шотландии, в Области озер, большая часть разреза представлена маломощными (около 200 м) тонкозернистыми, граптолитовыми сланцами; по соседству же как к северо-востоку, так и к северо-западу они замещаются мощными эффузивно-осадочными комплексами — до 1000—1200 м (Жинью, 1952). В данном случае, мы, очевидно, опять-таки имеем дело с обширной, быстро прогибавшейся глубоководной впадиной, периферические части которой получали много осадочного материала и накопили мощные толщи; до центральных же участков его доходило мало и потому здесь длительно поддерживался режим некомпенсированного погружения. Менее яркие примеры такого рода были описаны Б. М. Келлером для нижнемеловых отложений северо-западной части Кавказа, М. Жинью — для нижнемеловых же отложений Альп.

Всеми этими фактами неопровержимо доказывается, что в геологическом прошлом достоверно имели случаи длительно существовавшего некомпенсированного прогибания крупных участков, т. е. длительно опережения эпейрогеническими движениями земной коры одновременно протекавшей седиментации. Характерной чертой всех формаций этого динамического типа является то, что мощности их разреза в центральных частях прогибов, сложенных наиболее глубоководными отложениями, меньше мощностей разрезов на крыльях (бортах) прогибов, представленных более мелководными отложениями.

Интересно, что все такие примеры относятся только к геосинклинальным областям, т. е. к зонам земной коры с повышенными скоростями эпейрогенических движений. Такого рода совпадение, конечно, не случайно, но вытекает из сущности геосинклинального режима. Можно думать поэтому, что перечисленные выше примеры отнюдь не исчерпывают случаев некомпенсирующей седиментации, а только приоткрывают этот интересный тип соотношений между эпейрогеническими прогибаниями и седиментацией. Нужно иметь в виду, что все случаи подобного рода были обнаружены лишь недавно и в областях детально изученных, после подробного стратиграфического и фациального анализа отложений. Можно полагать, что при дальнейшей целеустремленной работе будет найдено еще много новых аналогичных примеров, и, возможно, окажется, что тип некомпенсирующей седиментации в глубоких быстро прогибающихся котловинах является вообще одной из характерных черт геосинклинального режима.

К третьему динамическому типу относятся формации, возникавшие при прямо противоположном режиме, а именно, когда седиментация в общем несколько опережала скорость прогибания; это формации избыточного осадконакопления. Главными представителями их являются формации передовых прогибов и межгорных впадин, возникшие в последние моменты замыкания геосинклинальных зон. Из числа их назовем, прежде всего,

неогеновые молассовые формации средиземноморской альпийской складчатости в Южн. Европе, в частности на площади бывшего Предкарпатского, Паннонского, Дакийского бассейнов; того же принципиально характера отложения в Рурском, Аппалачском и других прогибах, в межгорной впадине Карагандинской и др. Как известно, гумидные формации в перечисленных случаях мощные и длительно отлагавшиеся, что указывает на непрерывный ход прогибания седиментационных областей в ходе осадкообразования. Но в разрезе самих формаций всюду можно наблюдать, что в основании их располагаются морские отложения, в средней части обычно лагунные или угленосные, явно указывающие на обмеление водоемов, а вверху — континентальные, озерно-болотные и аллювиальные, свидетельствующие, что поверхность осадкообразования стала выше уровня моря. Такая смена отложений доказывает, что, несмотря на продолжающееся погружение предгорных прогибов и межгорных котловин, темп самого этого движения вниз в ходе истории все больше отставал от нарастающей скорости осадконакопления. Это обстоятельство и вызвало постепенное заполнение прежней глубокой котловины и подъем поверхности осадкообразования с некоторых (иногда больших) глубин ниже уровня моря сперва к этому уровню, а потом и выше него.

Таким образом, хотя соотношения между скоростями погружения и скоростями осадкообразования не оставались одинаковыми на разных этапах возникновения каждой гумидной формации, все же в истории разных формаций можно заметить превалирование одного какого-либо типа соотношений, что и позволяет говорить о разных динамических типах формаций. Возможно, что число их на деле больше описанных трех.

9. О механизме возникновения осадочных формаций из отложений годовых седиментационных циклов

Процессы осадкообразования, как и все экзогенные процессы на нашей планете, подчинены годичной цикличности. За каждый год на водосборных площадях смывается определенная масса вещества, а в путях миграции и в конечных водоемах стока некоторая часть его отлагается, тогда как другая остается в гидросфере, повышая ее минерализацию. Из этих годичных накоплений через достаточные длительные сроки вырастают осадочные толщи — формации. Процесс превращения годичного осадконакопления в формации до сих пор не привлекал к себе внимания из-за своей кажущейся простоты и, так сказать, самоочевидности. Молчаливо допускается, что здесь имеет место простое арифметическое суммирование годичного осадкообразования. Между тем в действительности процесс превращения годичных отложений в толщи осадочных пород гораздо сложнее, и арифметическое суммирование составляет только часть сложного механизма.

Чтобы раскрыть этот механизм, сопоставим распределение абсолютных масс осадков внутри естественной седиментационной области в годичном цикле седиментации и за длительные геологически промежуточные времена.

В годичном цикле размещение абсолютных масс осевшего материала своеобразно — дает несколько характерных локальных максимумов. Первый находится еще внутри водосборной площади — на склонах возвышенностей и у их подножий, в области дельвиальных чехлов, а также и в аллювии; здесь, как указывалось выше, в годичном цикле садится главная масса пришедшего в движение обломочного материала. Второй или дельтовый максимум располагается на стыке речных и бассейновых вод. По абсолютным размерам своим он, вероятно, значительно уступает первому максимуму, ибо формируется в основном за счет так называемого

транзитного стока, который сам составляет незначительную часть местного стока, осевшего на склонах возвышенностей водоразделов (Лопатин, 1952). Схема распределения абсолютных масс осадков в конечных водоемах стока у бассейнов разного физико-географического типа неодинакова. У водоемов океанических и у крупных краевых и внутриконтинентальных морей в непосредственном соседстве с береговой линией отмечается минимум абсолютных масс; нередко здесь обозначаются ограниченные по ширине полосы полного отсутствия современного осадконакопления. Глубже, на нижней части шельфа и на континентальном склоне располагается максимум абсолютных масс осадков, после чего начинается новый спад их, и в центральных частях водоемов имеется новый резко выраженный минимум осадконакопления. У малых озерных водоемов, как видно из буровых профилей в Шведских озерах, максимум осадков приходится не на прибрежную полосу, а на центральную котловину. Иначе говоря, по мере уменьшения размеров водоемов максимум накопления абсолютных масс осадков все больше «сползает» к центру водоема и у бассейнов с малой площадью располагается в их центральной части, окаймляясь по периферии полосами минимумов. Но эти малые водоемы образуют столь ничтожную массу осадков вообще, что практически не играют роли в годичном цикле седиментации. За норму следует принять схему локализации абсолютных масс осадков внутри крупных бассейнов.

Получается, таким образом, что *в годичном цикле седиментогенеза главные массы пришедшего в движение материала оседают по периферии естественных седиментационных областей еще на водосборных площадях и частично в краевой зоне конечных водоемов стока.*

Совершенно иначе обстоит дело с размещением масс отложений, возникших за длительные отрезки геологического времени. Периферические делювиально-аллювиальные комплексы в составе их развиты чрезвычайно мало, либо отсутствуют совсем. Прибрежные песчано-глинистые осадки представлены несравненно шире, главная же масса сохранившихся в стратифере отложений принадлежит центральным частям водоемов как озерных, так и морских. Таким образом, в отличие от годичного цикла осадкообразования главным местом накопления отложений за геологическое время оказываются не периферические зоны естественных седиментационных областей, а центральные их части. Иначе говоря, *при длительном осадконакоплении в гумидных седиментационных областях имеет место как бы инверсия в распределении абсолютных масс осадков сравнительно с годичным циклом.* Наличие ее как раз доказывает, что существуют важные, но невидные в годичные сроки, процессы, которые при длительном действии перераспределяют осадочный материал, смещая главные массы его из водосборных областей и периферических зон водоемов в их центральные части. Что это за процессы?

Нужно иметь в виду, что рыхлые делювиальные и аллювиальные накопления, возникшие в годичном цикле или даже суммированные за много лет, являются эфемерными образованиями. При всяком обострении восходящих движений земной коры в области водосбора или нисходящих в конечном водоеме стока достигнутое равновесие нарушается. Отложенный рыхлый материал вновь приходит во взвешенное состояние и навсегда удаляется с водосборной площади. Аналогично действуют и климатические изменения, в частности усиленное выпадение осадков в холодное время в сочетании с более сухим летом. Многократное повторение размыва делювиально-пролювиальных и речных осадков, в результате работы тектонических и климатических факторов, в конце концов ликвидирует первый; делювиально-аллювиальный, максимум годичного осадконакопления и вместе с тем способствует оформлению максимума в конечных водоемах стока.

Второй или дельтовый максимум годичной седиментации также неустойчив. При всякой регрессии бассейна или падении его уровня область дельтовых отложений неизбежно попадает в зону денудации и уничтожается, а полученный материал сносится в оставшийся еще конечный водоем стока, содействуя наращиванию его осадков. При новом погружении седиментационной области и расширении его границ остатки прежних дельтовых накоплений могут дополнительно разрушаться абразией и нередко уничтожаются нацело.

Сходный механизм способствует смещению максимума осадкообразования из прибрежной полосы конечного водоема стока в его более удаленные от берега центральные части.

Благодаря вмешательству тектонических движений, границы морского бассейна, как известно, не остаются строго постоянными, но испытывают колебания в обе стороны, нередко довольно значительные. При всяком сокращении площади моря эрозия и денудация разрушают прежде отложенные прибрежные морские осадки; материал их поступает в сохранившуюся еще центральную часть прежнего бассейна и дополнительно наращивает ее отложения, по периферии же мощности естественно сокращаются. Так, многократные колебания размеров водоема перераспределяют первоначально отложенный в нем осадочный материал и содействуют смещению максимума абсолютных масс осадков с его периферии в центральные части.

Наряду с этим простым и давно известным механизмом работает еще и другой (Страхов и др., 1954). Дело в том, что при устойчивом стоянии береговой линии характер и самые источники осадочного материала медленнее, но неизбежно меняются. Трансгрессия моря сопровождается обычно некоторым омоложением рельефа прилегающего к морю континента, что вызывается неодинаковой быстротой дифференциальных движений разных участков этого континента. В ходе трансгрессии поступление материала идет за счет нескольких источников: а) абразии морем своих берегов; в) эрозионного врезания русел рек в омоложенный континент; с) смыва с водораздельных пространств. Первые два источника, наряду с тонким материалом, дают и грубый, и порою в больших количествах. В водоеме в это время распределение абсолютных масс следует схеме современных крупных бассейнов — с максимумом недалеко от берега и минимумом в центре. Но как только трансгрессия окончилась и очертания бассейна на значительный отрезок времени стали устойчивыми, абразия и эрозия как источники осадочного материала отпадают, и остается лишь смыв, поставляющий только тонкозернистый материал; с одряхлением рельефа взвешенный материал становится все более тонким. В бассейне крайне замедляется, почти останавливается собственно прибрежное обломочное осадконакопление, в центральные же части тонкий взвешенный материал продолжает поступать. Так, благодаря изменившемуся питанию бассейна осадочным материалом, вслед за первой стадией с преимущественно прибрежным максимумом абсолютных масс обломочных частиц постепенно оформляется вторая стадия, когда максимум обломочной седиментации уходит дальше от берега, в более пелагический район.

Из двух описанных механизмов наибольшее значение имеет, по всем данным, первый, с непрерывными эпейрогеническими движениями водосборной площади, второй же является лишь второстепенным и вспомогательным.

Таким образом, образование гумидных формаций вовсе не представляло собою простого суммирования годичных осадков, их медленного «слоения», микрон за микроном, миллиметр за миллиметром. *Важнейшей составной частью этого процесса было многократное переотложение уже, казалось бы, прочно зафиксированных осадков на более приподнятых*

площадях седиментационной области с перемещением их материала в более низко расположенные участки конечных водоемов стока. При этом, понятно, все фациальные типы пород, связанные с периферической зоной естественной седиментационной области, исчезали, а формировавшиеся в центральных ее частях избыточно накапливались. Подобного рода перераспределение осадков в процессе образования осадочной толщи (формации) было впервые отмечено еще В. В. Белоусовым (1942), указавшим на роль времени в возникновении осадочных образований. Сейчас эта правильная мысль позволяет более детально и конкретно представлять себе сложный процесс становления формации.

* * *

Из характеристики гумидных формаций следует, что вещественный их состав, размещение пород внутри формаций, типы напластования и цикличности, мощности формаций и сама динамика их образования стоят под сильнейшим контролем ландшафтно-тектонических условий того участка земной коры, где они возникали. Именно это обстоятельство и заставляет считать, что *метод выделения и изучения формаций уже сейчас, на начальной ступени исследования, должен стать методом фациально-генетический*, а не чисто эмпирический, как это утверждает некоторыми геологами. Мне кажется, что и то немногое, что сделано пока по изучению *конкретных формаций* (К. В. Никифорова, В. Н. Разумова, К. В. Боголепов, В. П. Казаринов), доказывает справедливость сказанного.

Глава III

ОСОБЕННОСТИ ГУМИДНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ НА ОСНОВНЫХ СТРУКТУРНЫХ ЭЛЕМЕНТАХ ЗЕМНОЙ КОРЫ

В возникновении гумидных пород и формаций решающую роль играют, как указывалось, ландшафтно-тектонические условия, существовавшие в тот или иной момент на той или иной площади гумидных поясов. Поскольку на платформах и в геосинклинальных зонах, на стадии нормального режима и на стадии замыкания, эти условия были существенно различны, естественно, что и породы и их комплексы — формации, развившиеся на этих тектонических элементах, приобрели некоторые специфические черты, позволяющие говорить об особых *историко-геологических типах платформенного и геосинклинального гумидного породообразования*. Характеристика этих типов в общем виде была дана мною еще в 1946 г.; ниже приводятся ее основные черты применительно к гумидным поясам.

Остановимся вначале на характеристике ландшафтно-тектонических условий на платформах и их отражении в составе платформенных пород и формаций.

1. Особенности гумидного породообразования на платформах

Одной из характерных особенностей древних докембрийских платформ является широкое развитие на них континентальных условий при резко подчиненном — морских. Существует ряд заметных по длительности эпох, например: нижнедевонская, верхнепермская (конец), нижнетриасовая, неогеновая, когда морские бассейны вовсе отсутствовали на платформах, либо были представлены совершенно ничтожно и лишь единично, иначе говоря, когда платформы в целом были сухопутны или почти целиком сухопутны. Но даже и в моменты наиболее крупных трансгрессий площади платформ никогда не покрывались морскими водами целиком, но в относительно небольшой степени. Сейчас затруднительно дать точную оценку потопляемости платформ, но если исходить из имеющихся палеогеографических карт (Страхов, 1948), то получается, что покрываемые морем участки платформ достигали максимум одной четверти — одной трети всей их площади. Если даже мы присчитаем к ним ареалы сохранившихся континентальных отложений, то и тогда эти цифры не изменятся сколько-нибудь заметно. Это значит, что платформенные площади даже в момент максимального развития трансгрессий и ареалов осадконакопления вообще были по преимуществу областями денудации и сноса осадочного материала.

Еще более важным для понимания особенностей платформенного пороодообразования является их тектонический режим платформ. Эпейрогенические движения платформ отличались, как правило, малой амплитудой и малыми темпами; это были очень плавные и медленные воздымания одних площадей, погружения других. При этом двигавшиеся участки отличались большими размерами и неправильно изометричными очертаниями. Представление о них дают те впадины (синеклизы) и разделяющие их выступы (антеклизы), на которые распадаются современные платформенные массивы; впадины обычно испытывали погружения и аккумулялировали на части своей площади осадочный материал; выступы были участками, подымавшимися и денудлируемыми. Узкие, длинные, линейно-вытянутые, быстро погружавшиеся депрессии типа современных африканских грабенов на древних платформах встречались крайне редко и как исключение, но все же встречались.

Медленный тип и малые амплитуды поднятий порождали плоский равнинный платформенный рельеф как в наземной, так и в затопленной части. Сухопутная часть платформ представляла собою по большей части плоские низменности типа Русской равнины, Северо-американской низменности, Западно-сибирской низменности и т. д.; реже это были плоскогорья типа Средне-Сибирского, между Енисеем и Леной, и уж совершенно редко, в исключительных случаях — локальные горные цепи. Затопленные морем части платформы образовывали обширные по размерам, но плоские бассейны с глубинами нередко в немногие десятки метров, реже в первые сотни и лишь в исключительных случаях многие сотни (до 1000 м). По глубинам своим эти эпиконтинентальные моря, таким образом, соответствовали обычно современному шельфу океанов, а нередко даже только верхней его части. В силу этой своей мелководности и плоскостности прилежащих водосборных пространств эпиконтинентальные моря отличались большой чуткостью к движениям земной коры и сильно меняли свои очертания и размеры даже при малых по амплитуде вертикальных ее колебаниях. Дополнительное погружение водосборной площади на 2—3—4 десятка метров вызывало затопление огромных пространств и резкий прирост площади моря. Обратные столь же незначительные поднятия дна бассейна вызывали осушение больших пространств и крупную регрессию моря. Несомненно, что очень часто, благодаря плоскому рельефу водосбора, усложненному микрорельефом, очертания береговой линии были сложны и напоминали очертания современного Сиваша или восточной части современного Аральского моря.

С медленными темпами эпейрогенических движений платформ и малыми их амплитудами тесно связан ряд характерных особенностей платформенного осадконакопления. Значительная сила химического выветривания на водосборных площадях приводила, с одной стороны, к нередкому появлению кор выветривания, с другой — к мезомиктовости и даже олигомиктовости платформенных обломочных пород. Кварцевые пески и алевролиты, а среди глини каолиновые разности представляют частое явление среди платформенных пород. Напротив, резко выраженные полимиктовые свиты редки и были обусловлены либо локальными резкими движениями земной коры, либо поступлением на платформу с прилежащей, только что возникшей и интенсивно денудлируемой, высокогорной складчатой области. Малая амплитуда платформенных движений естественно порождала малые обычно мощности накопившихся в синеклизах (или впадинах) осадочных толщ, если даже седиментационный процесс растягивался надолго. Метры и немногие десятки метров для ярусов, десятки и первые сотни метров для отделов, сотни метров для систем — вот обычный темп платформенной седиментации. Исключения редки и связаны со специфическими и редкими на платформах обстоятельствами.

С редкостью на древних платформах резких дислокационных движений связана и еще одна характерная особенность платформенного седиментогенеза: очень слабое обычно развитие вулканических явлений. Проявления эффузивной деятельности связаны, как правило, с критическими моментами в жизни платформ — появлением новых впадин в их фундаменте, причем, как показали П. Е. Оффман и А. С. Новикова, эффузии локализируются чаще всего вблизи зон расколов, обрамляющих новые депрессионные структуры. Сам же вулканический процесс протекал в наземных условиях и давал лишь обломочные туфовые породы, не сопровождаясь возникновением многочисленных других литологических комплексов. На обычном ходе гумидного литогенеза на участках, удаленных от центров вулканической деятельности, она практически не сказывалась.

На молодых эпикаледонских и эпигерцинских платформах ландшафтно-тектонические условия были несколько иными.

Молодые, в частности эпигерцинские, платформы в самые первые эпохи их существования, в триасе — начале юры, а иногда и позже отличались, вероятно, гораздо большей подвижностью. В их теле нередко возникали ограниченных размеров, нередко линейно-вытянутые, грабеноподобные депрессии, окруженные значительно приподнятыми гористыми участками; последние интенсивно денудировались и давали начало в депрессиях довольно мощным комплексам обломочных осадков, типично полимиктовых. Иногда формирование депрессий сопровождалось и более или менее интенсивным вулканизмом. Таковы многочисленные депрессии нижнепермского времени, заполненные красноцветами, в теле Западноевропейских герцинид, депрессия Ньюарк в Аппалачах, челябинский грабен на Урале и др. В более поздние эпохи своего существования, начиная с юры, и эпигерцинские платформы приобретают ритм медленных эпейрогенических движений, сходных с тем, какой был всегда свойствен платформам древним, докембрийским. В их теле постепенно формируются огромные синеклизы (впадины) — Англо-Парижская, Аквитанская, Северо-Германская в Зап. Европе, Западно-Сибирская и Тургайская в Зап. Сибири, многие впадины в Центральной Азии и т. д., в которых отныне и идет почти исключительно осадконакопление за счет денудации окружающих их поднятий — выступов. Только мощности накаплиющихся в них осадков порою заметно превышают мощности синхроничных свит, отложенных на платформах докембрийских, что свидетельствует о несколько более интенсивном эпейрогенезе молодых платформ сравнительно с древними. Здесь чаще также проявления полимиктовости обломочных отложений.

Таким образом, все характерные особенности гумидного породообразования на платформах как древних, так и молодых легко выводятся из общей их стабильности, медленности их тектонических движений, особенно резко выступающей у платформ древних, докембрийских, несколько меньше — у платформ молодых.

Пространственное распределение гумидных формаций разных фациальных групп определяется основными чертами тектонического строения платформ.

Внутриконтинентальные формации тяготеют к выступам фундамента, склонам синеклиз, а в периоды геократии формировались и внутри синеклиз. Параличские формации локализуются на склонах антеклиз и по периферии синеклиз. Морские же занимают сами синеклизы и склоны высоких антеклиз; низко стоящие выступы фундамента обычно также перекрываются морскими отложениями.

Появление гумидных формаций разных типов во времени контролировалось общим ходом эпейрогенических движений платформ в течение каждого тектонического этапа.

Известно, что начало каждого этапа на платформах характеризуется континентальным режимом и отсутствием морского покрова; в это время на самых разных частях платформ возникают формации гумидных равнин. В среднюю часть этапа осуществляется несколько (обычно 3—4) крупных волн погружений, которые затопляют большую часть синеклиз, порою все их, и даже поднимаются на склоны антеклиз. В это время на поверхности высокостоящих выступов образуются иногда формации гумидных равнин, а местами и небольших внутригорных впадин; на крыльях синеклиз и на склонах выступов местами возникают эпейрогенные паралические формации; в синеклизах же — морские. Петрографические типы последних от начала морского осадконакопления к концу его меняются вполне закономерно: вначале возникают исключительно терригенные морские формации, потом терригенно-обломочные, еще позже — карбонатные с большей или меньшей примесью кремнистых пород. К концу морского осадконакопления намечается вытеснение карбонатных формаций обломочными, а затем подьем платформ и обсыхание их. Если в геосинклинальной зоне по соседству с платформой имело место складкообразование и возникла молодая складчатая горная система, то это обычно сопровождается появлением на платформе орогенной паралической угленосной формации, нередко мощной, которая связана с предгорным прогибом перед формирующейся горной системой. Такого рода соотношения хорошо видны на Русской платформе в герцинское и альпийское время, на Сибирской платформе в S_m — S , в верхнем палеозое и в мезо-кайнозое, на Западно-Европейской и Западно-Сибирской эпигерцинских платформах, во всей истории Северо-Американской платформы, т. е. на всех достаточно изученных платформенных массивах.

За обширные промежутки времени, отвечающие каждому тектоническому этапу и равные в среднем $160—170 \times 10^6$ лет, темп эпейрогенических движений не оставался, конечно, постоянным: он то ослабевал, то усиливался. В моменты сильных замедлений формации делались маломощны, состав их обломочных пород все больше становился кварцевым и одновременно увеличивалось количество в одних случаях карбонатных пород, в других — кремнистых. В эпохи убыстрения темпов тектонических движений мощности отложений возрастали, состав обломочных пород становился мезомиктовым и иногда даже полимиктовым, в составе формаций возрастало содержание обломочных пород за счет карбонатных и кремнистых. Отложения эпох ускоренного и замедленного платформенного эпейрогенеза образуют совместно как бы крупные макроритмы платформенной седиментации за каждый тектонический этап. К сожалению, к выделению таких макроритмов сейчас еще только приступают, и примеры их пока единичны. Первый и очень интересный опыт в этом направлении был сделан недавно В. П. Казариновым (1958) применительно к осадочным толщам Западно-Сибирской эпигерцинской платформы. Им установлено наличие по окраинам этой платформы до 7 горизонтов коры выветривания, причем влияние эпох их образования простиралось далеко во внутренние части синеклиз, обуславливая макроритмичность указанного выше типа. Я не могу согласиться с теоретическим обоснованием этой ритмичности, данной названным автором, но самая попытка В. П. Казаринова выделить макроритмичность платформенной седиментации интересна и заслуживает поддержки, ибо она позволяет улавливать в разнотипных фациально, но одновременных по эпохам своего образования, формациях некоторые тонкие общие литолого-геохимические черты и особенности, придающие отдельным эпохам седиментации как бы особый неповторимый стиль. Работа в этом направлении мне представляется перспективной и важной, хотя и достаточно трудной.

2. Особенности гумидного породообразования в геосинклинальных зонах, находящихся на стадии нормального геосинклинального режима

Основными особенностями нормального геосинклинального тектонического режима были: преобладающая тенденция к погружениям и повышенные скорости эпейрогенических движений; часто близкое соседство двух участков, двигавшихся в противоположных направлениях; локальные и не очень сильно проявлявшиеся эпизодические складкообразовательные движения; наконец, весьма значительный вулканизм, локализованный во внутренних частях геосинклинальных зон.

Тенденция к погружениям приводила к тому, что главная часть геосинклинальных областей бывала длительно покрыта морем и лишь малая часть представляла собою сухопутные участки, внутригеосинклинальные острова. Отсюда весьма сильное развитие в геосинклиналях группы морских формаций и очень слабое — континентальных. К тому же последние приурочивались обычно лишь ко внутригеосинклинальным полуостровным массивам, возникшим в результате незавершенного складкообразования на предыдущем (относительно данной стадии) тектоническом этапе.

С этими количественными различиями связывается ряд характерных чисто качественных признаков геосинклинальных формаций, отличающих их от одноименных (однотипных) формаций платформенных.

Для вещественного состава обломочных геосинклинальных формаций характерна большая редкость олигомиктовых пород; обычно породы мезомиктовые и полимиктовые, хуже сортированные сравнительно с платформенными. При этом типичную черту геосинклинальных песчаников и алевролитов составляет обилие зерен переотложенных эффузивных пород, либо примесь пеплового материала. В составе карбонатных формаций нередки образования рифового типа; среди кремнистых распространены яшмы и кремнистые сланцы, имеющие примесь туфового материала, иногда они непосредственно связаны с эффузивно-осадочными формациями и являются, вероятно, их членами, но часто удалены от этих формаций и имеют обычный осадочный генезис.

По площади геосинклинальные формации обычно ограничены или даже малы, но мощность их значительна или даже велика (многие сотни, часто тысячи метров); отсюда на поперечном сечении геосинклинальные формации приобретают гораздо более четко выраженный линзовидный характер, чем формации платформенные, хотя площадные очертания их могут быть весьма неправильными. В силу малых размеров, число индивидуальных геосинклинальных формаций на площади равновеликой территории платформы обычно значительно, хотя число типов их может быть ограниченным; однотипные петрографически формации нередко лежат рядом, выполняя самостоятельные депрессионные участки, разделенные поднятиями, надводными и частью подводными. Вместе с тем в ориентации формаций наблюдается линейная вытянутость, в общем грубо параллельная простиранию геосинклинальной зоны.

Описанные особенности геосинклинальных формаций уже давно привели геологов к представлению, что геосинклинальная область как целое разбивалась на значительное количество трогов, корытообразных впадин, разделенных целиком или частично подводными или надводными поднятиями. В депрессиях происходило накопление главных и более глубоководных частей формаций. Здесь широко были развиты глинисто-сланцевые осадки, глинистые известняки со скудной фауной, преимущественно планктона и нектона, а также кремнистые сланцы и яшмы. Органогенные и рифовые известняки встречались реже и были не характерны. Все эти

осадочные породы межостровных депрессий лишь редко несут ясные признаки мелководных условий отложения; обычно таких признаков нет, почему глинисто-сланцевые свиты, глинистые известняки и мергели многими исследователями трактуются как относительно глубоководные образования (например, многие граптолитовые сланцы силура, юрские глины и известняки с аммонитами Альп и т. д.). Мощности их огромны: сотни метров для ярусов, тысячи — для систем, иногда до 10—12 км для системы; разрез отличается большой стратиграфической полнотой; перерывы очень редки; угловых несогласий не наблюдается, либо они крайне редки. На подводных поднятиях и на склонах островов осадки накапливались совершенно иного типа. Разрез их характеризуется по большей части относительно небольшими мощностями и отличается стратиграфической неполнотой, наличием перерывов, выпадением целых свит и горизонтов; к этим же областям приурочиваются и локальные угловые несогласия внутри формирующихся геосинклинальных свит. В петрографическом типе осадков обычно явственно выступают черты их мелководности: обилие песков, конгломератов, брекчий, наличие органогенных известняков, пластов рифогенных тел с водорослями, кораллами, гидрактиноидами, оолитовых известняков и оолитовых же железных руд и т. д. Очень часто эти отложения затопленных межостровных поднятий внутри геосинклиналей ошибочно рассматриваются геологами как обособленные самостоятельные формации сравнительно с отложениями межостровных котловин; на деле они являются не чем иным, как краевыми мелководными фациями глубоководных глинистых, глинисто-карбонатных, карбонатных и кремнистых толщ, формировавшихся в депрессиях.

Таким образом, высокие и низкие острова чередовались в геосинклинальном море с глубокими и мелкими межостровными впадинами, придавая рельефу дна сложный характер. Пользуясь сравнением с современной географией, можно сказать, что зоны Малайского и Антильского архипелагов — вот, по-видимому, наиболее подходящая современная параллель для типичного геосинклинального моря. Такого рода трактовка палеогеографии геосинклинальных бассейнов была выставлена независимо друг от друга А. Д. Архангельским в 1934 г. и С. Бубновым и, по-видимому, наиболее отвечает сути дела. Особенно отчетливо это выяснилось после анализа условий седиментации в Малайском архипелаге, выполненного в 1939 г. С. Терсье.

Существует представление, согласно которому цепи надводных и подводных поднятий и разделяющих их корытообразных депрессий в грубой схеме намекают главные черты будущей складчатой системы, вырастающей из геосинклинальных зон. При этом участки, отвечающие современным антиклинориям, уже тогда отличались позитивным характером, относительно слабо прогибались, часто выходили из-под уровня моря и давали подводные гряды и цепи островов, испытывали слабые складчатые деформации. Участки, отвечающие современным синклинориям, напротив, были ясно выраженными негативными зонами и испытывали интенсивные прогибания, что и обусловило накопление на них мощнейших свит и стратиграфическую полноту разреза. Эти связи геоморфологии и осадконакопления с характером крупных современных структур складчатых зон имеют все же лишь весьма общий характер, т. е. получаются из рассмотрения всей суммы данных по свитам, слагающим эти структуры. Для осадков отдельных ограниченных стратиграфических горизонтов нередко отмечаются отклонения от «нормы»: на площади поднятий порой возникали глинистые сланцы, пелитоморфные известняки и другие породы, обычно свойственные межостровным депрессиям, в прогибах — мелководные отложения; простираение седиментационных (фациальных) полос в ряде случаев не совпадало с простираением тектонических структур, но секло их

под более или менее значительным углом, и т. д. Это делает связи осадко-накопления и тектонических структур достаточно сложными.

Локальные складкообразовательные движения на территории геосинклинальных зон, особенно к концу стадии нормально-геосинклинального режима, накладывали своеобразные черты на геосинклинальную седиментацию. Они не только деформировали прежде отложенные породы и не только омолаживали островные поднятия, усиливая их денудацию и, следовательно, осадкообразование в депрессиях; они благоприятствовали развитию терригенной седиментации за счет химико-биогенной и в ряде случаев порождали своеобразный тип так называемых флишевых формаций, выполнявших прогибы между поднимающимися «кордильерами». Характернейшим членом флишевых формаций является флишевая серия, отлагающаяся на склонах «кордильер», начиная от небольших и до значительных, по-видимому, глубин. Как известно, флишевая серия состоит из огромного числа однообразно построенных «ритмов», каждый из которых начинается более грубозернистыми породами — микроконгломератами, песчаниками, алевролитами, обломочными известняками, а продолжается все более тонкозернистыми — мергелями, и кончается глинами; при этом мощность ритмов обычно от нескольких десятков сантиметров до 1 м; ритмы очень устойчивы по простиранию и всегда лежат на размытой поверхности ниже расположенного ритма. Свиты с подобного рода ритмической слоистостью достигают, как правило, огромных мощностей (500—600 м). По простиранию флишевые полосы тянутся на сотни километров при ширине 30—100 км, редко выше. В глубь моря флишевые серии сменяются отложением глинистых толщ с неотчетливой макрослоистостью или вовсе без нее — так называемые флишеидные серии. В прибрежной зоне флишевые осадки замещаются также ритмично сложенными грубозернистыми песчано-конгломератовыми отложениями, так называемым диким флишем. С флишевыми формациями нередко ассоциируются горизонты подводно-оползневых брекчий и береговых осыпей («горизонты со включениями»).

В настоящее время общепризнано, что флишевые толщи в геосинклинальных зонах связаны генетически с местами и эпохами начавшегося складкообразования. Но характер этих связей разными геологами трактуется совершенно по-разному. Сторонники так называемой осцилляционной гипотезы (Н. Б. Вассоевич, В. А. Гроссгейм, В. В. Тихомиров и др.) объясняют ритмическое сложение флишевой серии весьма частыми и крупными по амплитуде колебательными движениями земной коры в области «кордильер» и прилежащих частей впадин. При восходящем движении «кордильер» крупные краевые части котловины выходили из-под воды и размывались, при погружениях они вновь уходили под уровень воды, и имело место последовательное изменение грубого осадка на все более тонкий, вплоть до глин, иногда пелитоморфных известняков. Амплитуды вертикальных колебаний, таким образом, измерялись многими сотнями метров, совершались же они с большой быстротой. Сторонники другой, более вероятной на взгляд автора, концепции (Б. М. Келлер, И. В. Хворова, Кюнел, Бейли) считают идею такого рода колебаний физически неоправданной. Ритмически построенные пачки, из которых слагаются флишевые серии, представляют собою типичный случай *graded bedding* и именно ту ее генетическую разновидность, которая связана со взмучиванием осадков бассейна под влиянием толчков моретрясений. Особенность флишевой формации сравнительно с другими геосинклинальными формациями составляет то обстоятельство, что она возникла в сильно сейсмической области, где растущие складки («кордильеры») множество раз порождали моретрясения. Флишевая серия, с этой точки зрения, есть как бы каменная сейсмограмма этого тектонического процесса. Наличие во флишевых фор-

мациях горизонтов со включениями и подводными оползаниями осадков, также обычно развивающимися при моретрясениях, подтверждает такую «сейсмическую» концепцию.

Из сказанного видно, что в такой же мере, в какой стабильность платформ, их медленные и малой амплитуды движения создавали специфику платформенных ландшафтов и возникших в них формаций, подвижность геосинклинальных зон, их наклонность к погружениям и быстрым разнонаправленным движениям соседних участков обуславливали специфику геосинклинальных ландшафтов и отвечающих им гумидных формаций.

Так как стадия нормального геосинклинального развития во всех геосинклинальных зонах длилась достаточно долго, то, естественно, в ходе ее обнаруживались некоторые изменения гумидного породообразования.

Открывается эта стадия эпохой относительно ограниченного развития морских условий. Островной, архипелаговый режим в это время выражен особенно отчетливо, причем площадь самих островов максимальна. От этого начального момента обычно и сохраняется большая часть тех континентальных формаций, которые в очень незначительной степени все же образуются и в геосинклинальную стадию. Среди морских формаций чрезвычайно развиты в это время обломочные, песчано-глинистые. С этим же временем часто связывается и значительный вулканизм. Очень скоро, однако, погружения усиливаются; ряд островов, оставаясь позитивными участками геосинклиналей, уходит под воду, другие значительно сокращаются по площади; островной режим становится менее выраженным. Одновременно с погружениями резко увеличивается подводный вулканизм, и в центральных частях геосинклинальных зон возникают характерные эффузивно-осадочные формации. На других площадях геосинклиналей, где вулканизма не было, особенно в краевой их части, в эпоху погружений возникают значительные карбонатные толщи, как мелководные (на подводных поднятиях), так и глубоководные — в межостровных котловинах; продолжается образование терригенных формаций, но в уменьшенной степени. Распространены кремнистые формации. Этот период преобладания дифференцированных погружений сменяется эпохой, когда постепенно начинают развиваться восходящие движения. Последнее сказывается не только в явном более ярком проявлении островного режима, но и в местных складкообразовательных подвижках, которые захватывают отдельные позитивные элементы геосинклинали. С этой эпохой совпадает обычно ослабление эффузивного вулканизма и, как впервые указал Н. Б. Вассоевич, массовое развитие флишевых формаций, локализующихся как раз около приподнятых позитивных структурных элементов, образующих гористые «кордильеры» внутри геосинклинального водоема.

Все эти изменения осадкообразования на стадии нормального геосинклинального режима в общих чертах отвечают тем, какие испытывает в течение тектонического этапа прилежащая платформа. Это и естественно, если учесть, что платформы и разделяющие их геосинклинальные зоны, как давно было показано независимо друг от друга А. Д. Архангельским и Г. Штилле, живут общей тектонической жизнью.

3. Особенности гумидного породообразования на стадии замыкания геосинклинальных зон

Из табл. 24 явствует, что на территории геосинклинальных зон в эпоху их замыкания возникают те же группы формаций, что и в эпоху нормального геосинклинального режима. Однако строение этих формаций, их состав, локализация внутри геосинклинальной области столь существенно меняются, что формации эпохи замыкания с полным основанием надлежит выделить в особый — третий гомологичный ряд.

Основной особенностью тектонического режима эпохи замыкания геосинклиналей является осложнение эпейрогенических движений мощными складкообразовательными. Это обстоятельство влечет за собою инверсию направления движений: преобладающее погружение сменяется преобладающим и все разрастающимся восхождением сминаемой области и превращением ее в горную складчатую страну.

В настоящее время этот общий процесс может быть несколько детализирован.

Раньше всего усилившиеся складкообразовательные процессы сказываются во внутренних, центральных частях геосинклинальных зон. Антиклинии, унаследованные от стадии нормального геосинклинального режима, разрастаются по площади, поднимаются ввысь, и возникает сложная мозаика широких складчатых горных массивов, разрушаемых эрозией, и еще более широких котловин, лежащих между горными цепями и питаемых их денудацией. В краевой части геосинклинальной зоны в это время обозначается широкая не затронутая дислокациями полоса — предгорный прогиб, идущий параллельно краю платформы и отчасти вовлекающий ее в опускание; сюда также сносится масса обломочного материала с центральных гор.

Таким образом, осадкообразование и формирование формаций сосредоточиваются лишь в предгорных прогибах и во внутригорных впадинах, причем источником материала служат главным образом разрушающиеся горные цепи. Типичный пример такой палеогеографии промежуточного этапа формирования складчатой зоны дают верхний карбон и нижняя пермь Урало-Сибирской орогенической области, верхний мел Северо-Американских Кордильер, верхний эоцен — олигоцен Средиземноморской зоны. Неоднократное повторение складчатых движений в центральных частях возникающей складчатой зоны приводит к тому, что антиклинории все больше разрастаются вширь и ввысь, складчатость с них постепенно «переползает» в межгорные депрессии и, наконец, сминает накапливающиеся в них свиты. В области передовых прогибов разрастание складок, здесь обычно более сжатых и сильнее дислоцированных, сопровождается фронтальным перемещением складчатости в направлении на платформу. Передовой прогиб чем дальше, тем больше сминается в складки, и, наконец, складчатость достигает платформы и иногда частично ее захватывает, уже в сильно ослабленной степени. Движущиеся на платформу складки, очевидно в силу упора, оказываемого платформенной массой, становятся асимметричными, потом опрокидываются и надвигаются на нее. Так вырастает периферическая зона интенсивных и закономерно направленных деформаций складчатой области. Интересную особенность тектонических процессов эпохи замыкания геосинклиналей составляет слабое, по сравнению с предыдущей стадией, развитие вулканических процессов, сосредоточивающихся по-прежнему в центральных частях геосинклинальных зон.

Не трудно видеть, что ландшафты, возникавшие и длительно существовавшие на базе описанного тектонического режима, радикально отличались от ландшафтов платформенных и ландшафтов стадии нормального геосинклинального режима. Поэтому и формации стадии замыкания, относясь к тем же фаціальным группам, что и в двух других гомологичных рядах, имеют много ярко выраженных индивидуальных черт.

В настоящее время эволюция осадконакопления при замыкании геосинклинальных зон наиболее изучена в областях предгорных прогибов, на которых поэтому мы в первую очередь и остановимся.

Прекрасными объектами в этом отношении являются отложения верхнего карбона герцинского передового прогиба Западной Европы, среднего и верхнего карбона предаппалачского прогиба Сев. Америки, верхней юры

и нижнего мела предверхоанского прогиба и некоторые другие области. В каждом из названных прогибов осадконакопление, отличаясь некоторыми индивидуальными чертами, обладает вместе с тем рядом общих особенностей и, можно сказать, во всех случаях идет по одному и тому же плану.

В начальный период формирования прогиба, когда с внутренней (геосинклинальной) части его только что наметился ограничивающий хребет, ширина прогиба обычно значительна и в прогибе удерживаются морские условия. Возникают морские формации. Морфология этого моря и соответственно характер морских формаций варьируют. В некоторых случаях — нижний карбон Донбасса и Русской платформы, верхний мел Северо-Американской платформы — к морю в прогибе непосредственно примыкает море платформенное и оба моря сливаются в единый колоссальный по ширине водный бассейн. Морская формация прогиба непосредственно переходит в морскую формацию платформы. Но чаще остаточный водоем предгорного прогиба едва переступает границы платформы, и море прогиба имеет вид длинной, но относительно узкой ленты, окаймляющей горные цепи, уже возникшие в центральных частях геосинклинальной зоны (юра Предверхоанского прогиба). В обоих случаях, однако, морская формация прогиба приобретает четко выраженную лентовидную форму.

В расположении отложений внутри предгорного морского бассейна и соответственно внутри формаций намечается ярко выраженная асимметрия.

Мелководные участки, прилегающие к хребтам, образуют зону мощного терригенного осадконакопления: типично полимиктовые песчаные, алевроитовые, порою конгломератовые осадки на площади перемежаются друг с другом, оставляя кое-где «заливы» более тонкозернистых отложений. Языки конгломератовых пород часто далеко уходят в глубь прогиба. Нередко в строении свит принимают участие ясно выраженные флишевые серии, но иногда ритмическое строение отсутствует. Хотя терригенные осадки отлагались в основном, несомненно, в морских условиях, фаунистических остатков в них обычно очень мало и представлены они преимущественно планктонными и нектонными формами: аммонитами, птероподомы, наутилоидеями, рыбами, с которыми ассоциируются немногие представители бентоса, двустворки, иногда брахиоподы. Напротив, растительных остатков в виде обрывков листьев, веток и другого «растительного мусора» очень много, иногда они битком набивают породы. На крутых берегах, сложенных осадочными породами, при сильных тектонических подвижках и землетрясениях нередко происходили грандиозные осыни и обвалы, приводившие к появлению среди терригенных морских свит прибрежных частей моря горизонтов с «включениями», представляющими крупные (в десятки и сотни кубических метров) глыбы, залегающие в песчано-глинистом цементе. На более удаленных от берега участках моря, по направлению внутрь прогиба, при значительной крутизне дна толчки землетрясений сопровождалась нередко подводными оползаниями глинистых осадков и возникновением оползневых брекчий, представляющих также одну из характерных особенностей седиментации предгорных прогибов.

С удалением от краевой мелководной зоны глубина предгорного прогиба обычно возрастала и в центральных частях, по крайней мере в некоторых из них (например, предуральского прогиба в нижнепермскую эпоху), достигала до 1000 м и выше. В связи с удалением от зоны питания масса терригенного материала убывала и сам он становился более мелкозернистым. Поэтому в центральных частях прогиба отлагались менее мощные известковистые глины, мергели, иногда глинистые известняки. Фаунистические остатки в них бедны и принадлежат главным образом

планктону и нектону: радиолярии «сферы», фораминиферы, рыбы, аммониты; отдельные горизонты обогащены спикулами губок иногда до стадий спонголитов. Глинисто-карбонатные породы, как правило, содержат значительные количества органического вещества; они битуминозны, пропитаны жидким или затвердевшим битумом и обычно являются нефтеносными; нередко отдельные пачки представляют горючие сланцы. По периферии центральных частей котловины возникают иногда пластовые фосфориты, обязанные работе глубинных течений (см. том II, гл. V).

Еще дальше от горных краев на платформенном борту прогиба локализируются фации, минимально загрязненные терригенным материалом. Обычно это известняки органогенного типа, нередко коралловые рифы. Цепи рифовых банок в ряде случаев тянутся по этому краю прогиба, сопровождая его на больших расстояниях (толтры в миоцене Подолин, рифовые массивы Приуралья, рифы в эоцене Предгималайского прогиба) и представляя довольно типичные для него образования. В случаях, когда море прогиба непосредственно переходило в море платформы, карбонатные фации развиты и в эпиконтинентальной бассейне. Когда же платформа бывала мало залита морем, в прибрежной наплатформенной части предгорного морского бассейна опять появлялись прибрежные песчано-глинистые отложения, но весьма маломощные (миоцен Предкарпатской дуги и Крымско-Кавказской зоны).

Морской режим предгорного прогиба, как правило, нормальный, но при лентовидности бассейна в некоторых частях его создавались условия значительной изоляции, и бассейн становился аномальным, опресненным; в этом случае иногда появлялись признаки сероводородного заражения придонных вод (миоцен Предкавказья). В целом формация, отвечающая началу существования предгорного прогиба, может быть названа терригенно-карбонатной, порою флишевого типа.

В вертикальном разрезе базальных морских формаций предгорного прогиба обычно наблюдаются значительные изменения. Горные кряжи внутренних частей геосинклинали, как было указано, медленно прирастают, расширяясь, «двигаясь» на платформу, сужая предгорный прогиб. Перед фронтом нарастающих цепей все описанные фациальные зоны перемещались параллельно самим себе в направлении на платформу. Это вызывало в центральной части формации и в околоплатформенной зоне ее перекрывание первоначальных отложений осадками соседних фациальных зон. В частности, на платформенном краю формации происходило вначале отмирание рифовых фаций, а затем и вообще смена карбонатных осадков мергельными или песчано-глинистыми.

Морской этап развития предгорного прогиба и соответственно эпоха образования морской карбонатно-терригенной формации длились в одних случаях очень долго, в других — относительно кратковременно и всегда уступали место этапу, который может быть назван переходным или лагунным. Осадки этого этапа образуют более или менее типичные параличские угленосные толщи, как, например, в Аппалачах — в среднем и верхнем карбоне, в Западной Европе — в ту же эпоху, в Воркутинском районе Урала — в верхнепермскую эпоху, в Донбассе — в среднем и верхнем карбоне, в Скалистых горах — в ларамийский век. Территория прогиба в это время представляла обширную плоскую наклонную низину, располагавшуюся у подножия гор. Эта же равнина обычно значительно уходила на платформу. С внешней стороны ее (на платформе) еще уцелевал более или менее значительный морской водоем, порой крохотный. Фундамент равнины находился в непрерывном погружении, идущем, однако, переменными темпами. Многократная смена ритма погружений и трансгрессий моря небольшими поднятиями и регрессиями создавала характерное ритмическое, т. е. циклическое, строение параличских угленосных толщ.

С удалением от хребтов, уже на платформе, параличские толщи обычно резко утоняются, угленакопление в них сокращается. Весь разрез их в одних случаях переходит постепенно в морскую фацию — осадки еще сохранившегося в это время на платформе более или менее крупного морского бассейна, как это имеет место, например, в Донбассе, в Воркутинском бассейне; в других случаях параличские формации просто выклиниваются на платформе, причем морские породы раньше, чем континентальные (США, в карбоне). Наконец, имеются и такие варианты параличских формаций, в которых морские прослойки представлены слабо и ограничиваются лишь собственно предгорным прогибом или даже одной какой-либо (по простиранию) частью его — как, например, в верхнеюрском и меловом предверхожанском прогибе.

На поперечных разрезах через прогибы можно видеть, что параличские формации обычно несколько смещены относительно предшествующих морских во внешнюю часть прогиба и на платформу, что отвечает прогрессирующему фронтальному перемещению складок в направлении на платформу.

В третий, завершающий этап истории предгорного прогиба седиментация становится чисто континентальной: мощные и часто грубозернистые песчано-глинистые и конгломератовые осадки, представляющие отложения частью озерных водоемов у подножия горной цепи, частью конусов выноса рек, сбегавших с этих цепей и растекавшихся по предгорной равнине.

Эти континентальные серии известны в литературе под общим названием формации молассов. На поперечном профиле они обычно отчетливо смещены в сторону платформы сравнительно с подлежащими и располагаются где-то на крыле первоначального предгорного прогиба. Большая часть последнего к этому времени уже захвачена складчатостью, а к концу формирования верхних континентальных свит складчатость замирает вообще, обычно лишь слабо деформируя их.

Из изложенного видно, что осадконакопление в передовых прогибах протекало изумительно закономерно и находилось в полной зависимости от шедших одновременно тектонических деформаций и создаваемых ими своеобразных ландшафтов. Складкообразование в геосинклинали определило резко выраженный полимиктовый состав обломочных компонентов всех пород прогибов, возникших за счет механического разрушения поднимающихся складок и слагающих их древних осадочных и эффузивных формаций. Складкообразование определило затем характерное асимметрическое зональное строение формаций, наличие в них мощных песчаных и более грубозернистых пород близ формирующихся хребтов, и глинисто-карбонатных с удалением от гор. Миграция складчатости на платформу вызвала соответствующую миграцию фациальных зон, а также и аналогичное смещение области максимального осадконакопления, что сказалось в ясном изменении состава формаций по вертикали. Сложный темп опусканий фундамента прогиба обусловил характерное циклическое строение морских и особенно параличских формаций, а у морских — иногда флишевой их характер. Наконец, общие поднятия формирующейся складчатой горной страны, захватив постепенно площадь прогиба, обусловили смену в нем морской терригенно-карбонатной формации — параличской, а последней — чисто континентальной молассовой.

Примечательно, что во всей этой сложной истории предгорных прогибов эффузивные процессы не имеют места. Эффузивный вулканизм как бы выключен, и это нужно отметить в качестве одной из важнейших особенностей осадконакопления в предгорных прогибах.

Осадконакопление в межгорных котловинах, созданных складкообразованием внутренних частей геосинклинали зоны, изучено слабее

седиментации предгорных прогибов. Почти все примеры их происходят из Урало-Сибирской герцинской зоны, где локализуются Тенизская, Чуйская, Зайсанская, Карагандинская, Кузнецкая котловины. В других областях их аналогами являются Паннонская низменность и крупные синклиналии Восточной Австралии — штатов Новый Южный Уэльс, Квинсленд.

Седиментация внутри котловин проходит в большинстве случаев по той же трехчленной схеме, что и осадконакопление в прогибах: морские терригенно-карбонатные или терригенные формации внизу, паралические угленосные в средней части, чисто континентальные обломочные безугольные, иногда красноцветные наверху. Имеется, однако, и ряд отличий. Важнейшим является частое, в сущности обычное, присутствие значительных эффузивных накоплений, правда в виде наземных, а не подводных эффузий, и потому без сопровождения кремнисто-сланцево-яшмовой формацией. Морская стадия и отвечающие ей формации иногда, впрочем, выпадают, и осадконакопление начинается образованием угленосных формаций (Зайсанская котловина). Терригенная седиментация в межгорных впадинах подавляет все виды химико-биогенного осадконакопления, а полимиктовость и несортированность отложений достигают здесь крайнего выражения. В локализации осадков отсутствует та асимметричная зональность, какая столь характерна для предгорных прогибов. Она заменяется здесь зональностью более или менее ясно выраженного симметричного плана (Караганда), но в связи с разрушенностью формаций в последующей истории наличие его часто сильно затушено. Ритмическая седиментация, столь резко выраженная в предгорных прогибах, по-видимому, в какой-то степени проявляется и здесь, особенно в строении угленосных свит, но эта черта также выражена здесь гораздо слабее, чем в формациях предгорных прогибов.

4. О роли тектонического фактора в гумидном породообразовании

Изложенные данные показывают, что гумидное породообразование на территориях платформ и геосинклиналей, на обеих стадиях их развития, действительно, отличается рядом существенных особенностей. Они проявляются и в специфических чертах состава пород (полимиктовость, олигомиктовость), и в разном облике фациально однотипных формаций, и в их морфологических признаках, и в мощностях. Поэтому вполне законным является подразделение семейства гумидных формаций на три гомологичных ряда: формации платформ, формации нормально-живущих геосинклиналей и формации замыкающихся геосинклинальных зон (предгорных прогибов, межгорных котловин). В этих рядах лишний раз и с новой стороны сказывается огромное влияние тектонического фактора на гумидное породообразование.

Отмечая отличия в общем облике литогенеза платформ и геосинклиналей, необходимо все же подчеркнуть, что различия эти имеют *не абсолютный, а статистический характер*. Правильно, что платформенным формациям свойственны в общем малые мощности, олигомиктовость обломочных пород, сильное развитие химико-биогенных накоплений, изометричность формы при огромном площадном развитии, а геосинклинальным — в общем большие мощности, мезо- и полимиктовость обломочных пород, превалирование терригенных компонентов, линейная удлиненность и несравненно меньшие площади развития. Но встречаются все же и отклонения. Так, на ограниченных участках платформ, когда их тектонический режим становится весьма активным, возникают мощные и типично полимиктовые серии; особенно это типично для молодых платформ (Челябинский угленосный бассейн, аналогичные ему юрские межгорные бассейны Тургайского плато, Средней Азии, Забайкалья и пр.). Вместе с тем и в геосинкли-

нальных зонах временами локально устанавливается пассивный тектонический режим, что приводит к возникновению толщ платформенного облика с их олигомиктовыми (иногда чисто кварцевыми) песчаниками, широким площадным развитием карбонатных пород и т. д. Таковы, например, отложения Д₂ и Д₃ на восточном и западном склонах Урала, С₁ на западном его склоне, толщи кварцитов в карелидах Финляндии и т. д. *Наличие такого рода «аномалий» делает реальный облик платформенного и геосинклинального гумидного породообразования более сложным и порою более противоречивым, чем это отражено в схемах, передающих лишь главные, наиболее характерные черты историко-геологических типов гумидного литогенеза.*

Причина «аномалий» совершенно ясна. Она заключается в сложности и изменчивости во времени тектонического режима платформенных и геосинклинальных областей. В частности, хотя для платформ весьма типичен пассивный тектонический режим, он все же не является единственно для них возможным; временами тектонические движения резко активизируются, и это отражается появлением в платформенном гумидном породообразовании черт, конвергентных с геосинклинальным литогенезом. Точно так же, хотя для геосинклинальных зон на обеих стадиях их развития характерен активный режим, временами, на ограниченных площадях, тектонические движения становятся вялыми, тектонический режим — пассивным, а осадочное породообразование приобретает ярко выраженный платформенный характер. Так, сложный и меняющийся во времени и пространстве ход тектонических движений порождает в каждом из историко-геологических типов гумидного литогенеза, наряду с характерными для него и наиболее распространенными чертами, также признаки нехарактерные, как бы имитирующие черты иного историко-геологического типа. Наличие этих чуждых черт, конечно, отнюдь не означает, что платформа, скажем, временно (внутри одного и того же тектонического этапа) превратилась в геосинклиналь, а потом опять стала платформой; то же и для геосинклинальных площадей. Чуждые черты литогенеза, вкрапленные среди типичных, доказывают лишь сложность и изменчивость тектонического режима каждой из основных структурных категорий земной коры.

Подчеркнем и еще одну особенность гумидного литогенеза. *С наибольшей отчетливостью и полнотой все черты его развиваются на базе пассивного тектонического режима*, когда все виды воздействия рельефа и движений земной коры на физико-химические и биогенные процессы сведены к минимуму, и роль гидродинамики, физико-химических и биогенных факторов сказывается с наибольшей яркостью и многосторонностью. Всем этим условиям в наибольшей степени удовлетворяет тектонический режим платформ. *Поэтому с наибольшей выпуклостью и отчетливостью типовые черты гумидного литогенеза выступают в осадочном породообразовании именно платформ.* В литогенезе геосинклиналей они не исчезают совсем, но часто сильно затуманены и тогда слабо отличаются от литогенеза других типов, особенно аридного на начальной стадии его развития, когда его признаки еще недостаточно выявились. Это обстоятельство постоянно нужно иметь в виду при изучении гумидного породообразования.

Глава IV

**ЛЕДОВЫЙ, АРИДНЫЙ
И ЭФФУЗИВНО-ОСАДОЧНЫЙ ТИПЫ ЛИТОГЕНЕЗА
И ИХ ОСОБЕННОСТИ.
СВЯЗЬ ОСАДОЧНОГО ПОРОДООБРАЗОВАНИЯ
С ОБЩЕЙ ЖИЗНЬЮ ЗЕМНОГО ШАРА**

Вещи познаются сравнением. Располагая детально охарактеризованной схемой гумидного литогенеза, легко путем сопоставления с ней выявить главнейшие особенности остальных трех типов породообразования и прежде всего климатических — ледового и аридного типов.

1. Ледовый тип литогенеза и его особенности

Ледовым я называю такой тип климата на континентальных площадях, который обеспечивает геологически длительное существование на данной территории ледового покрова большей или меньшей мощности.

Основным признаком ледовых областей является их низкая температура, в течение года пребывающая ниже нуля и сопровождающаяся отсутствием сколько-нибудь заметной деятельности воды в виде жидкой фазы; вода активна здесь практически лишь в твердом состоянии, в виде льда. Низкая температура вызывает вместе с тем резкое подавление всех химических процессов выветривания и осаждения веществ из растворов. Так же резко подавлена и жизнедеятельность организмов. В таких условиях седиментогенез приобретает весьма специфические черты. Осадочный материал поставляется в первую очередь механическим (морозным) выветриванием скал, не покрытых льдом (или снегом); сам ледник, медленно передвигаясь, отрывает от ложа выступающие участки и уносит обломки с собой; при наличии же в области оледенения вулканов, пепловый и более пружинистый материал, выбрасываемый ими, выпадает на поверхности ледников, смешивается с собственно терригенным и служит дополнительным источником ледового осадкообразования. При всем различии этих способов мобилизации осадочного материала их объединяет то, что все они элементарно простые и механические: механическое выветривание, механическая денудация, механический вынос механически же раздробленных частиц вулканической пыли. Более сложные пути химической и биологической мобилизации веществ полностью подавлены низкой температурой области седиментации; в тех случаях, когда химическая или биологическая мобилизация веществ все же имеет место, она практически не играет никакой роли в получении и оформлении осадочного материала ледового осадкообразования.

Перенос материала, получаемого ледником, производится в подавляющем большинстве случаев самим же льдом, медленно перетекающим с возвышенных мест к пониженным. Вода в жидком состоянии, в виде подледниковых рек, имеет подчиненное значение и захватывает лишь небольшую часть переносимого ледником материала. *Это доминирование льда как транспортирующего агента обуславливает значительную механическую обработку переносимых обломков и вместе с тем полное отсутствие сколько-нибудь выраженной механической их сортировки, механической дифференциации, что составляет одну из характернейших черт ледового типа осадочного процесса.*

Петрографические типы ледниковых отложений чрезвычайно характерны и представляют собой совершенно несортированные породы, к которым лишь условно можно применять обычные петрографические термины. В основном это морена — валунная глина, валунная супесь; подчиненное значение имеют валуны (скопление несортированных валунов в камах), валунные пески в озах и др. Характерно отсутствие сколько-нибудь ясно оформленной слоистости осадка. В приледниковых озерах, возникающих временно у края ледника, образуются осадки уже иного петрографического типа: пески, алевроиты, глины; им свойственна, как правило, сезонная ленточная слоистость. Торфяники, развивающиеся на болотах, дают впоследствии угли. Потоки талой воды, текущие по переменным руслам, образуют полосы песчаных отложений — зандры. Но все эти отложения талых вод принадлежат уже другому — гумидному типу осадочного процесса, который у края ледника тесно сплетается с собственно ледниковой седиментацией и одновременно приобретает здесь некоторые специфические локальные черты.

Как видим, седиментогенез на площади ледовых зон развит в своей наиболее простой, примитивной форме — механического осадкообразования с невыраженной или минимально выраженной дифференциацией вещества. В связи с этим в отложениях ледового типа практически нет сколько-нибудь ценных полезных ископаемых, кроме таких элементарно простых, как строительные материалы.

Своеобразие и примитивности ледового седиментогенеза отвечает своеобразное и также в общем примитивное течение процессов диагенеза.

Пока ледниковая шапка находится в движении, стабилизированный, устойчиво находящийся на одном месте, осадок отсутствует: он движется вместе с ледником и лишь временно задерживается на каком-либо месте. По-настоящему фиксированный осадок возникает лишь после таяния льда, причем представляет собою достаточно своеобразное тело. Главная по мощности часть его представляет собою мерзлый грунт (вечная мерзлота), в котором вода продолжает находиться в твердом состоянии. Это обстоятельство, конечно, полностью исключает в данном случае течение ощутимых процессов химического или биохимического преобразования осадков, вызванных противоречивыми свойствами слагающих их компонентов. Иными словами, в мерзлой по вертикали части ледовых осадков стадия диагенеза как период физико-химического уравнивания составных частей осадка практически отсутствует; она подавлена здесь низкой температурой среды, исключающей сколько-нибудь заметное течение химических и биологических процессов.

На поверхности мерзлых грунтов, оставшихся после таяния ледника, однако, очень быстро возникает небольшой мощности слой с существенно иными свойствами. В этой поверхностной зоне морена подвергается периодическому сезонному оттаиванию и новому замерзанию. В периоды оттаивания верхний горизонт обводнен, причем вода в более рыхлых песчаных и гравийно-валунных горизонтах частью застойная, когда песчаная линза изолирована со всех сторон глинистой крышкой, частью проточная.

Периодические (сезонные) оттаивания и новые замерзания механически воздействуют на осадок, разрушая его (морозное выветривание), создавая пучение поверхностного слоя, и т. д. Кислород воздуха в периоды таяния проникает в ледовые осадки и производит медленное окисление всех компонентов их, способных к окислению, например минералов закиси Fe^{2+} и Mn^{2+} (сульфидов, карбонатов и др.), захваченных ледником при отрывании и перетирании пород ложа. При воздействии воды на породу, происходят ее химическое разрушение и выщелачивание, правда, в ничтожных размерах. Наконец, поселяющиеся постепенно на поверхности примитивные организмы своей жизнедеятельностью также содействуют разрушению породы, прежде всего, конечно, химическому. Чем более высокой становится температура среды, в которой находятся ледовые осадки, тем большим становится верхний слой с активно протекающими процессами изменения, пока, наконец, эти процессы не охватят всю толщу ледниковых отложений. Такова именно была — в схеме — история четвертичных ледниковых отложений Европы, Азии и Америки в послеледниковое время.

Можно было бы, на первый взгляд, принять формирование активного слоя на поверхности ледниковых отложений с последующим углублением его на всю их мощность за своеобразный диагенез ледового типа. Однако это не так. Сущность диагенеза, как было показано выше, заключается в физико-химических превращениях веществ за счет внутренних ресурсов самой системы, в тех же термодинамических условиях, в каких создан осадок. Между тем, описанные только что изменения ледовых осадков реализуются в иной термодинамической обстановке, чем они возникали: исчезло давление огромного столба льда и повысилась температура поверхностного слоя. Кроме того, диагенез охватывает массы осадка по мере их накопления, описанные же процессы изменения ледовых отложений начинаются на их поверхности и постепенно спускаются в глубь осадка, захватывая всю большую мощность их. Такой ход процесса совершенно типичен для субаэрального выветривания, а не для диагенеза. Таким образом, *изменения ледовых отложений после стаивания породившего их ледового плаща являются не диагенезом их, а гипергенезом или иначе выветриванием. Диагенез, как стадия внутреннего физико-химического уравнивания многокомпонентной системы веществ с противоречивыми свойствами, в данном случае не развит, подавлен низкой температурой среды осадкообразования.*

Развиваясь в разной физико-географической обстановке, — в одних случаях на обширных приполярных континентальных площадях, в других — в высокогорных областях умеренного и тропического климата, ледовый тип литогенеза несколько меняет свой облик, что сказывается на характере ледовых отложений, их залегании, распространении и т. д. Парагенетические комплексы пород, отвечающие видоизменениям ледового типа в локальных условиях, я называю ледовыми формациями. При простоте ледового типа осадочного процесса таких формаций, видимо, всего две: одна, отвечающая обширным материковым оледенениям, другая — оледенениям горным.

2. Литогенез аридного типа и его главные особенности

Специфическую особенность физико-географической обстановки аридных зон составляет сочетание повышенных температур с отрицательным балансом влаги, т. е. с преобладанием испарения над массой атмосферных осадков. Высокая температура «разрешает» существование воды в аридных зонах почти исключительно в виде жидкой фазы, отрицательный же баланс влаги создает крайнюю скудность водных масс, активно действующую

щих на площади этих зон. Эта последняя особенность и определяет все характерные черты аридного литогенеза, оправдывающие выделение его в особый аридный тип.

Сухость аридных зон сказывается, прежде всего, на процессах выветривания. Уже в пределах гумидных зон, по мере приближения к засушливой полосе, интенсивность химических процессов убывает и возможности для миграций в виде растворов у разных веществ существенно уменьшаются. В зоне степей теряют свою подвижность Fe, Al₂O₃, TiO₂. В полупустыне резко сокращается вынос из коры выветривания карбонатов кальция и позже — гипса; происходит карбонатное и гипсовое засоление верхних горизонтов почв; в пустынных же условиях уменьшается вынос хлоридов натрия, и осуществляется хлоридное засоление почв. Следствием всех этих процессов является то, что железные, бокситовые и марганцевые руды, кварцевые пески и каолины, эти характернейшие породы-индикаторы гумидного литогенеза, полностью выпадают из набора осадков аридной зоны.

Та же сухость климата полупустынь и пустынь приводит вначале к исчезновению на их поверхности лесов, а затем и сплошного травяного покрова. Отсюда исключение из комплекса континентальных аридных осадков углей всех видов, углистых сланцев и вообще континентальных пород, обогащенных органическим веществом.

Характерно видоизменяются процессы смыва и накопления осадков. Засушливость климата приводит ко все более резкому и эпизодическому выпадению метеорных осадков по мере того, как мы передвигаемся от периферии аридной зоны к ее центру — пустыням. Зато, когда дождь начинается, вода изливается уже не отдельными каплями, а целыми потоками — ливнем. В результате таких эпизодических пустынных ливней у подножия возвышенностей образуются веерообразные конусы выноса, иногда сливающиеся на большом расстоянии в сплошную ленту. Ил, песок, щебень и большие глыбы лежат в этих конусах без всякой сортировки, хаотически, как в морене: валуны, округленные и с едва отбитыми краями, находятся рядом. Остатки не впитавшейся в почву мутной воды собираются в понижениях по периферии пролювиального конуса, образуя временные озера, по высыхании которых остаются глинистые такыры, разбитые трещинами высыхания.

При весьма кратковременном существовании водоемов, питаемых собственными метеорными осадками пустынь, бассейновая седиментация в них, естественно, не развивается и отличается бедностью форм; она сводится к садке обломочных частиц, карбоната кальция и гипса, по мере того, как происходит быстрое высыхание большой дождевой лужи.

Резкое ослабление деятельности воды в засушливой зоне ассоциируется с чрезвычайно энергичной деятельностью ветра.

Обилие и громадная сила ветра — характерная черта пустынь. Каждая пустыня, по И. Вальтеру (1911), — центр бурь. Пыльные смерчи представляют в ней ежедневное явление и взметают колоссальные облака и тучи пыли до 100 м в высоту. Этот напряженный ветровой режим неизбежно приводит к выносу из пустынь и к отложению по их периферии тончайше раздробленного глинистого материала. Вся пыль, образовавшаяся в пустыне, по выражению И. Вальтера (1911), «все время блуждает в ней и переносится с места на место, постепенно вновь поднимается, нигде не оседает, каждый порыв ветра толкает ее, и, наконец, она достигает краев пустыни». Обычно таким краем является степная местность, где инсоляция слабее, а ветры реже и не столь сильны, где почву чаще орошают осадки и защищает богатая растительность. В этой обстановке оседающая пыль фиксируется и образует постепенно толщи лёсса, свойственного обычно степям, прилегающим к пустынной зоне. В Африке, где к Сахаре вплотную подходит Атлантический океан, тучи пыли выносятся на площадь по-

следнего и принимают участие в сложении его осадков (так называемая пассатная пыль). О количествах выносимого материала дает представление тот факт, что в 1863 г. на Канарских островах выпал пыльный дождь, масса которого достигла 3 944 000 м³.

Внутри собственно пустыни деятельность ветра приводит к созданию огромных подвижных песчаных площадей — дюнных полей, характернейшего образования пустыни. Источники песка весьма различны: физическое выветривание массивных пород, развевание древних песчаных и песчано-глинистых морских, озерных и речных отложений, занос внутрь пустыни песка с морского побережья и т. д. Из всякой, содержащей песчаные зерна смеси в пустыне повсюду образуется рыхлый песок, и количество его во всех пустынях с ходом их развития все увеличивается. Размеры песчаных площадей колоссальны: Кара-Кумы, например, занимают территорию примерно 240 000 км², Сахара же и Гоби имеют еще большую площадь — около 7 000 000 км² первая и примерно 2×10^6 км² вторая.

Весь описанный ход седиментогенеза засушливых зон связан с их собственными энергетическими и материальными ресурсами и потому может быть назван автохтонным аридным седиментогенезом. По сути дела он эквивалентен седиментогенезу гумидных зон, отличаясь от последнего резким подавлением бассейновой седиментации и развитием субаэральных — эоловых и делювиально-пролювиальных форм.

Автохтонным седиментогенезом на площади аридных зон дело, однако, не исчерпывается.

Характерную черту их составляет то обстоятельство, что наряду с автохтонным имеет место еще *аллохтонный седиментогенез*, связанный со вносом на площадь полупустынь и пустынь материала из соседних горизонтальных и вертикальных гумидных зон. Возможность развития аллохтонного седиментогенеза коренится в геоморфологических условиях засушливых полос.

Рельеф современных их представителей варьирует. По периферии засушливые зоны в одних случаях (Европа, Африка) примыкают к равнинам гумидного климата и составляют их естественное продолжение, но отличаются по отношению к ним депрессионным характером, в других районах (Азия, часть Сахара, Сев. Америка) аридные области окаймляются горными хребтами и целыми системами их, представляя собою внутриконтинентальные замкнутые бессточные чаши. В ряде случаев более или менее крупные хребты поднимаются и внутри засушливой зоны. За исключением этих гористых участков, вся остальная подавляющая часть аридных площадей представляет собою равнинную полосу часто с еще более плоским рельефом, чем в гумидных зонах. Изучение палеогеографических карт показывает, что аналогичные в принципе геоморфологические условия были свойственны и древним засушливым зонам. *Пониженность засушливых областей относительно гумидных зон, как вертикальных, так и горизонтальных, влечет за собою непрерывный ток воды и осадочного материала из последних в первые.* Возникают и длительно существуют и накапливают отложения устойчивые озерные и морские водоемы, питаемые целиком или в подавляющей (по значению) степени веществами, транспортируемыми из гумидных областей.

Типичными современными представителями водоемов с аллохтонным питанием являются озера Виктория и Рудольфа в Африке, серия озер на Великом плоскогорье в США (Большое Соленое и др.), Каспийское и Аральское море, озеро Балхаш и его соседи, большое количество крупных озер в Тибете и т. д. Питание этих бассейнов водой осуществляется в одних случаях с гор, располагающихся по периферии засушливых зон или внутри них (оз. Балхаш, Аральское море, оз. Иссык-Куль и др.), за счет таяния постоянных снежников, либо ледников, а также обильных летних

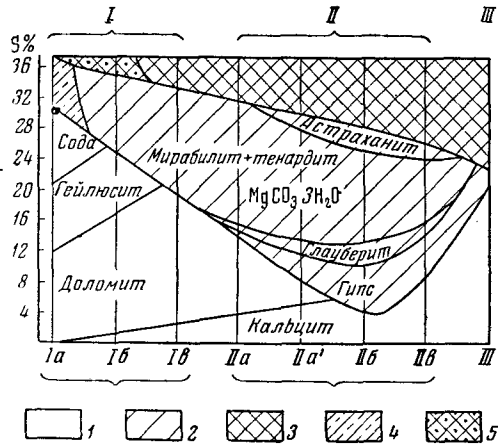
дождей в высоких частях хребтов. В других случаях, как, например, в Каспийском море, питание пустынного водоема происходит не столько с прилегающих гор, сколько с равнины, расположенной по соседству в условиях влажного климата и дренируемой какой-либо крупной рекой, в данном случае Волгой. Аналогичные соотношения, несомненно, имели место и в геологическом прошлом. Они дополнялись еще тем, что в прежние эпохи на территории аридных зон имелись крупные и даже опрочные участки моря (или океана), питавшиеся водой за счет общей циркуляции водных масс в гидросфере и, стало быть, в конечном счете за счет метеорных осадков тех же гумидных зон.

Вместе с водой из горизонтальной и вертикальной гумидных областей в аридные зоны поставляется главная масса взвешенного и особенно растворенного материала; принос этого материала, в частности солей, за счет собственных ресурсов аридной зоны имеет совершенно подчиненное значение.

Развитие бассейнов засушливых зон идет своеобразно и отличается от развития их в гумидных зонах: все озера и моря осолонены и прогрессивно осолоняются в ходе их развития. Отсюда прогрессирующее падение роли организмов в их геохимии и осадкообразовании, что и естественно, ибо осолонение идет за счет накопления биологически индифферентных солей: NaCl , MgSO_4 , MgCl_2 , CaSO_4 и др. Становясь чисто физико-химической, седиментация в осолоняющихся бассейнах в то же время резко расширяет свой диапазон, вовлекая в осаждение все

новые компоненты, сравнительно с теми, которые участвовали в гумидном типе осадочного процесса, а именно: сульфаты и хлориды натрия, калия, кальция, магния, малые элементы — Sr, B, Br, F, Li, Rb, Cs.

Вместе с тем сама седиментация приобретает стадийный характер. Вначале (карбонатная стадия) осаждаются наименее растворимые карбонаты кальция и магния — кальцит, доломит; с ними ассоциируют иногда силикаты магния типа сепиолита и керолита. На этой стадии в водоемах накапливается еще много кластического материала и возникают обычные пески, алевриты, глинистые илы с примесью названных карбонатных и силикатных минералов. В следующую, сульфатную, стадию осаждаются гипс, ангидрит, тенардит, мирабилит, глауберит, астраханит, причем набор их у водоемов разных гидрохимических типов весьма изменчив (фиг. 29). Терригенный материал в составе осадков играет подчиненную роль. В заключительную, хлоридную стадию садится галит, а также калий-магниевые хлоридные и сульфатные минералы (фиг. 30). Таким образом, химическая седиментация в водоемах аридной зоны отличается от гумидного седиментогенеза своей полнотой, завершенностью и отсюда гораздо большей сложностью.

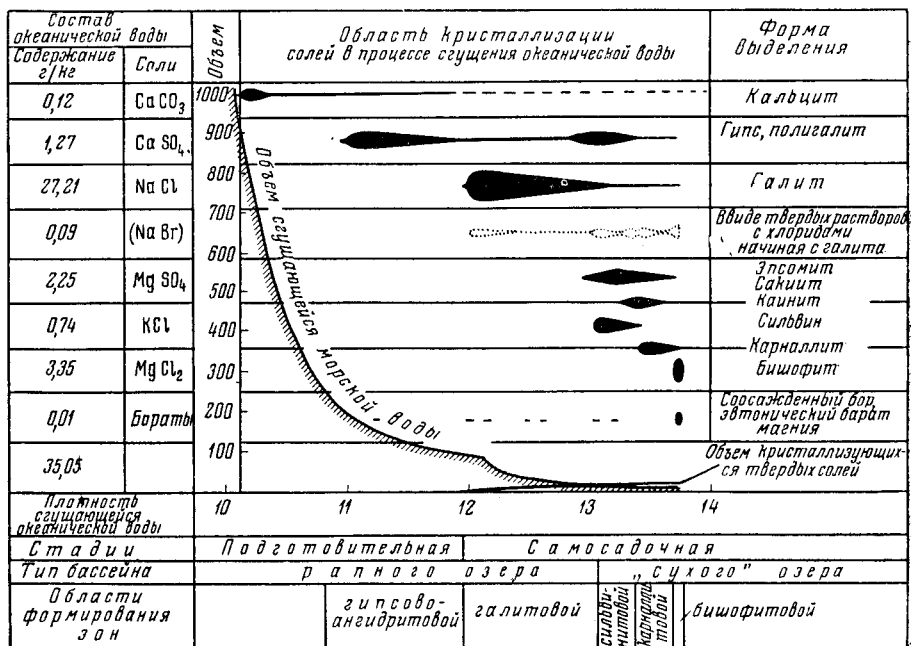


Фиг. 29. Общая схема галогенеза в современных озерах засушливой зоны

I — содовые озера; Ia — сильно содовые ($\text{Kc} > 30\%$); Ib — умеренно содовые ($\text{Kc} 30-3\%$); Iв — слабо содовые ($\text{Kc} < 3\%$); II — сульфатные озера; IIa — натриево-магниевые; IIa' — магниевое-натриевые; IIб — натриево-магниевые-кальциевые; IIв — магниевые-кальциевые; III — хлоридные озера с NaCl , MgCl_2 и CaCl_2 .
1 — карбонатная стадия; 2 — сульфатная стадия; 3 — хлоридная стадия; 4 — сульфатные осадки сильно загрязнены примесями соды; 5 — галит сильно загрязнен примесями сульфатов натрия

Дальнейшая история осадков аридных зон неодинакова в субаквальных и субаэральных условиях.

В первом случае процессы диагенеза развиты, как и в гумидных зонах, и также являются по существу физико-химическим уравниванием сложной системы веществ с противоречивыми свойствами. Происходящие при этом химико-минералогические преобразования веществ отличаются большой напряженностью и имеют первостепенное значение в оформлении



Фиг. 30. Изменение объема океанической воды и выделяющихся из нее твердых солей в процессе сгущения в природных условиях; области кристаллизации отдельных минералов (по М. Г. Валяшко).

петрографического типа породы. На начальных ступенях осолонения бассейнов, когда их седиментация в аридной зоне еще слабо отличается от гумидного осадкообразования, диагенез аридных осадков практически неотличим от диагенеза гумидного. Но с началом садки гипса, а затем NaCl и других солей, особенно двойных, тройных, богатых кристаллогидратной водой, ход диагенеза осложняется разнообразными превращениями солевых фаз. Суть их в том, что неустойчивые — метастабильные — формы, возникшие в наддонной рапе (солевом растворе) при ее быстром солнечном испарении, сменяются в осадке фазами устойчивыми, например мирабилит — тенардитом, смесь эпсомита и галита — астраханитом и т. д. Вместе с тем одни стеностабильные¹ минералы солевого осадка по мере осолонения водоёма замещаются другими (например астраханит — эпсомитом, каинит — карналлитом и др.). В процессе такой замены осуществляется перекристаллизация многих солевых минералов с образованием солевых конкреций (линзы боратов, сильвина среди NaCl и т. д.).

¹ Этим термином я предлагаю обозначать солевые минералы, устойчивые в узком интервале физико-химических условий, в отличие от эвристабильных, устойчивых в широком диапазоне этих условий.

Субаэральные отложения аридных зон, подобно аналогичным отложениям зон гумидных, вначале более или менее длительный срок подвергаются процессам выветривания и почвообразования; лишь после того, как они будут изолированы от воздействия атмосферных агентов, в них начинаются процессы собственно диагенетические. Специфику субаэральных условий аридных зон составляет при этом энергично происходящее засоление под влиянием грунтовых вод.

Парагенетические комплексы (ассоциации) пород, возникающие в разных ландшафтно-тектонических условиях внутри областей аридного климата, мы будем называть аридными осадочными формациями.

Первой упомянем платформенную терригенную формацию аридных равнин. Она представляет собою комплекс обычно красноцветных песчано-глинистых пород, карбонатизированных, часто с пропластками сульфатов, иногда с прожилками галита, а чаще с отпечатками и отдельными кристаллами его; для песков характерна косая слоистость эолового типа или типа временных потоков; для глин типичны трещины высыхания, глиняные гальки и свернутые в трубочки глиняные листки (следы такыров). Органических остатков мало, либо они отсутствуют совсем. Мощность — десятки метров, иногда до 200—300 м. Примером являются красноцветные толщи D^1_2 и D^2_3 Главного девонского поля, красноцветы татарского яруса Русской платформы и др. Это осадки равнинных частей аридных зон, частью озерные, частью аллювиальные, но в большой степени переработанные ветром. Формации аридных равнин — аналог формации гумидных равнин, но разные климатические условия обусловили совершенно разный фациальный, петрографический и геохимический их облик.

Терригенная формация межгорных котловин аридной зоны представляет собою мощное, во многие сотни и тысячи метров, накопление весьма разнообразных обломочных пород, начиная от щебенчатых и кончая тонкозернистыми, глинистыми. По периферии котловин — это отложения пролювиальных конусов выноса, часто мощных; в средней части — осадки либо реки с серией незначительных озер в долине (тип современной Ферганской депрессии), либо большого озера (тип современной Иссыккульской депрессии). Породы карбонатизированы, часто сульфатизированы; среди них встречаются небольшие линзовидные накопления солей (остатки небольших озер). Изредка в этой необычной обстановке встречаются небольшие углистые прослойки — следы локальных торфяников на выходах грунтовых вод, приуроченных к периферии конусов выноса. При ослаблении сноса терригенного материала и наличии в центральных частях котловины крупных озерных бассейнов в межгорной котловине развивается терригенно-галогенная формация, примером которой может служить миоценовая глауберит-галитовая формация Тянь-шаня, описанная недавно В. Н. Щербиной.

Весьма своеобразны формации аридной зоны, связанные с морем. Среди них следует указать прежде всего платформенную морскую известняково-доломитовую формацию, примером которой являются отложения S_2 , S_3 и спириферового века Русской платформы, а также Sm_1 на южной окраине Сибирской платформы. Это отложения плоских мелководных бассейнов, нередко с островными участками, примыкавших к плоскому аридному континенту, почти не поставлявшему обломочного материала. Характерную черту формаций составляет большое развитие карбонатных пород и среди них доломитов, частью первичных, седиментационных, частью седиментационно-диагенетических, пятнистых, возникших, несомненно, в море. С первичными доломитами ассоциируется иногда флюорит, а также линзоочки и небольшие пропластки ангидритов, возникших в небольших полуотшнурованных заливах или среди островных отмелей; довольно часто в доломитах встречаются также магнезиальные силикаты типа сепиолита и палыгорскита. Доломиты располагаются в одних случаях по периферии

морского бассейна, в других — в центральных его частях и характеризуются угнетенной фауной, что свидетельствует о несколько повышенной солености центральных частей моря, возникшей вследствие усиленного испарения воды с поверхности. Крайне слабо развитые обломочные породы, обычно красноцветные, залегают по периферии формации; на ряде участков формации они, вероятно, полностью отсутствуют, притом червично. От известняковой платформенной формации гумидного типа аридная известняково-доломитовая формация отличается резким развитием доломитов, обедненной фауной, присутствием флюорита, сульфатов, магнезиальных силикатов; с относительно глубоководной меловой гумидной формацией известняково-доломитовая аридная вообще имеет мало точек соприкосновения.

Аридные соленосные формации, связанные с морем, удобно различать по полноте галогенного процесса, приведшего к их возникновению. Так, можно выделить:

а) доломитово-ангидритовые формации, широко распространенные на платформах, когда галогенез по каким-либо причинам оборван на средней, сульфатной стадии;

б) галитовые формации, менее распространенные, когда осадконакопление оборвалось на стадии садки галита; в этих формациях легко различается внизу карбонатная (или терригенно-карбонатная) свита, затем ангидритовая и выше нее галитовая свита;

в) полноразвитые сульфатные галогенные формации, когда галогенез доходит до конца и образуются зоны калийных солей, в которых принимают участие комплексные сульфатные соли калия и магния (каинит, лангбейнит, полигалит, глазерит и др.); эти формации возникли из солеродных водоемов со слабо метаморфизованной рапой;

г) полноразвитые хлоридные галогенные формации, когда галогенез также доходит до конца и возникают зоны калийных солей, но бессульфатных, представленных лишь сильвином и карналлитом.

Чрезвычайно характерно строение полноразвитых галогенных формаций. Разрез их в целом представляет собою как бы огромную и сложно построенную чечевицу (макролинзу), самые внутренние и наименьшие по объему части которой слагаются калийными солями; они обертываются сверху и снизу, а частью и по простиранию, галититами, галититы — ангидритами, а эти последние — карбонатными породами. Каждой оболочке, кроме того, свойственно слоистое, ритмическое строение, обусловленное чередованием слоев разного состава и отражающее периодически происходившие колебания солености водоема. Поэтому калийное ядро обычно расслоено на две-три пачки более или менее мощными пачками галититов; галититовая оболочка расслоена несколькими пачками ангидритов и т. д. Аналогичное строение имеют галититовая и отчасти даже доломитово-ангидритовые формации. Подчеркнем, что расположение скоплений наиболее ценных полезных ископаемых (NaCl, соли K, Br, V и др.) в галогенных макролинзах прямо противоположно размещению рудных накоплений в макролинзах гумидных осадочных комплексов; у последних рудные накопления тяготеют к периферии макролинз, у галогенных макролинз — к их центральным частям.

Так как образование галититовых, а тем более полноразвитых галогенных формаций требует большой подвижности территории, то они характерны для передовых прогибов и наиболее быстро прогибавшихся частей платформенных синеклиз. Обычно соленосные формации отличаются малой примесью обломочного материала, но иногда примесь сильно возрастает и возникают терригенно-галогенные их разновидности. Примером могут служить миоценовые соляные месторождения Прикарпатья, а также эйфельская галогенная толща Тувы.

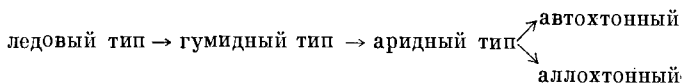
3. Соотношения между гумидным, ледовым и аридным типами литогенеза

Сопоставляя друг с другом ледовый, гумидный и аридный типы литогенеза, нетрудно видеть, что они радикально различны по многим существенным признакам.

Особенность ледового литогенеза сравнительно с гумидным составляет его значительная простота. В этом типе развита, по существу, лишь одна стадия — седиментогенез или практическом подавлении диагенеза как процесса физико-химического уравнивания компонентов осадка. Сам ледовый седиментогенез также выглядит упрощенно: в нем подавлены химические и биохимические процессы и дело ограничивается, по существу, лишь механическим переносом и механическим же отложением материала. При этом наличие воды только в твердой фазе исключает на всех этапах осадкообразования развитие механической сортировки (дифференциации) осадочного материала. Так, вместо весьма многогранного и сложного процесса, с чрезвычайно развитыми и сложными химическими, физико-химическими, химико-биологическими явлениями, с многообразными формами переноса и осаднения разных компонентов, с характерной фазовой дифференциацией веществ, каким является гумидный литогенез, мы получаем в ледовом литогенезе почти его противоположность: нечто весьма неразвитое, примитивное, что-то представляющее собою как бы эмбрион, из которого, при изменении физико-географической обстановки, развивается многосложное гумидное породообразование.

Существенно иным представляется литогенез аридного типа. *В нем явно проявляются черты не только своеобразия, но и большей сложности процесса сравнительно с типом гумидным.*

Эта большая сложность состоит прежде всего в том, что в аридном типе распознаются два отчетливо различающиеся подтипа: автохтонный и аллохтонный. Автохтонный процесс в целом, конечно, проще гумидного, ибо в нем ослаблена деятельность живого вещества, но зато включается разнообразная и весьма активная деятельность ветра, играющая в гумидном литогенезе ничтожную, практически неуловимую роль. В аллохтонном же породообразовании сочетаются значительная — на начальных этапах осолонения — роль биоса с огромной и все возрастающей ролью химических и физико-химических процессов при осолонении. Возрастает полнота осаднения растворенных компонентов; иначе говоря, цепь химических процессов гумидной зоны, несколько видоизменяясь, наращивается большим числом новых звеньев. Фазовая дифференциация групп веществ здесь пополняется ясно выраженным химическим разделением отдельных компонентов, что в условиях гумидного литогенеза выражено еще слабо. Все это в особенности и придает аридному литогенезу черты большей сложности сравнительно с породообразованием гумидным. Учитывая все это, приходим к мысли, что ледовый, гумидный и аридный типы литогенеза не только ярко друг от друга отличаются совокупностью своих черт, но и отчетливо выстраиваются в ряд *все возрастающей сложности:*



4. Физические факторы, лежащие в основе климатических типов литогенеза, и конкретный механизм, эти типы формирующий

Познакомившись со спецификой каждого из климатических типов литогенеза, естественно поставить вопрос о физических факторах, обусловли-

вающих их различия, и о конкретном механизме, формирующем типы на разных участках лика Земли.

Физических факторов, лежащих в основе климатических типов породообразования, два: температура и характер годового баланса влажности.

Сочетание низкой среднегодовой температуры ($<0^{\circ}\text{C}$) с положительным балансом влажности неизбежно создает ледовый тип породообразования со всеми его специфическими чертами. Комбинация повышенной температуры ($>0^{\circ}\text{C}$) с положительным балансом влажности дает гумидный тип литогенеза со всем удивительным разнообразием его форм. Наконец, сочетание повышенной температуры ($>0^{\circ}\text{C}$) с отрицательным балансом влажности порождает аридный тип породообразования, резко отличный от гумидного. Но и температурные режимы разных климатических зон Земли и свойственные им балансы влаги в основе своей являются производными от чисто астрономических условий бытия Земли: наклона ее оси к эклиптике, вращения вокруг Солнца и своей оси, получения энергии от Солнца. Отсюда вытекает, что *выделенные нами ледовый, гумидный и аридный типы литогенеза являются неизбежным следствием свойств Земли как небесного тела.*

Чтобы убедиться в этом, рассмотрим несколько ближе физический механизм, вызывающий образование ледового, гумидного и аридного типов литогенеза.

При понимании их, принятом в настоящем исследовании, эти типы образуют на современной поверхности Земли несколько ясно выраженных зон (фиг. 31). Около северного полюса обозначается северная область ледового климата, представленная Гренландией, островами Баффина архипелага и некоторыми другими. К югу располагается северная умеренная гумидная зона, охватывающая большую часть Сев. Америки, Европы и Азии. Ее северная граница совпадает с южной границей ледового климата; с юга ее ограничивает северная аридная полоса. Эта последняя располагается в общем между $20-40^{\circ}$ с. ш. По экватору, захватывая участки по $10-20^{\circ}$ в обе стороны, пролегает тропическая гумидная зона; к югу она сменяется южной аридной зоной между $20-45^{\circ}$ ю. ш. Еще южнее располагается южная умеренная гумидная зона, а на площади Антарктиды — южная ледовая зона.

Конкретные очертания каждой из перечисленных климатических седиментационных зон достаточно сложны, но хорошо видны на карте, и поэтому специальных объяснений не требуют. Остановимся вкратце лишь на морфологии и соотношениях аридных и гумидных областей, важных для дальнейшего анализа.

Как видно на карте (фиг. 31), северная аридная зона распадается на два изолированных участка: Американский и Африкано-Азиатский. Первый главной своей массой располагается на западной части Сев. Америки, частично, уходя за ее пределы, в прилегающую область Тихого океана. Засушливая область явно вытянута в меридиональном направлении, достигая 3000 км в длину при максимум 2000 км в ширину (чаще 1200—1500 км). Конфигурация ее сложна; от главной части ее, отвечающей пустыне Великого бессточного бассейна, отделяются сравнительно узкие и длинные лопасти, две к югу и две к северу. В пределах Северо-Американского континента засушливая область локализуется явно асимметрично; она резко сдвинута в западную треть континента и прилегающую часть океана, оставляя среднюю и восточную части материка гумидной зоне. Африкано-Азиатская аридная область гораздо больше Северо-Американской, причем отчетливо вытянута по широте. В пределах Африки и Аравии южная граница ее проходит почти идеально по широте около 12° , а северная по $32-33^{\circ}$ с. ш. В Центральной Азии засушливая область резко

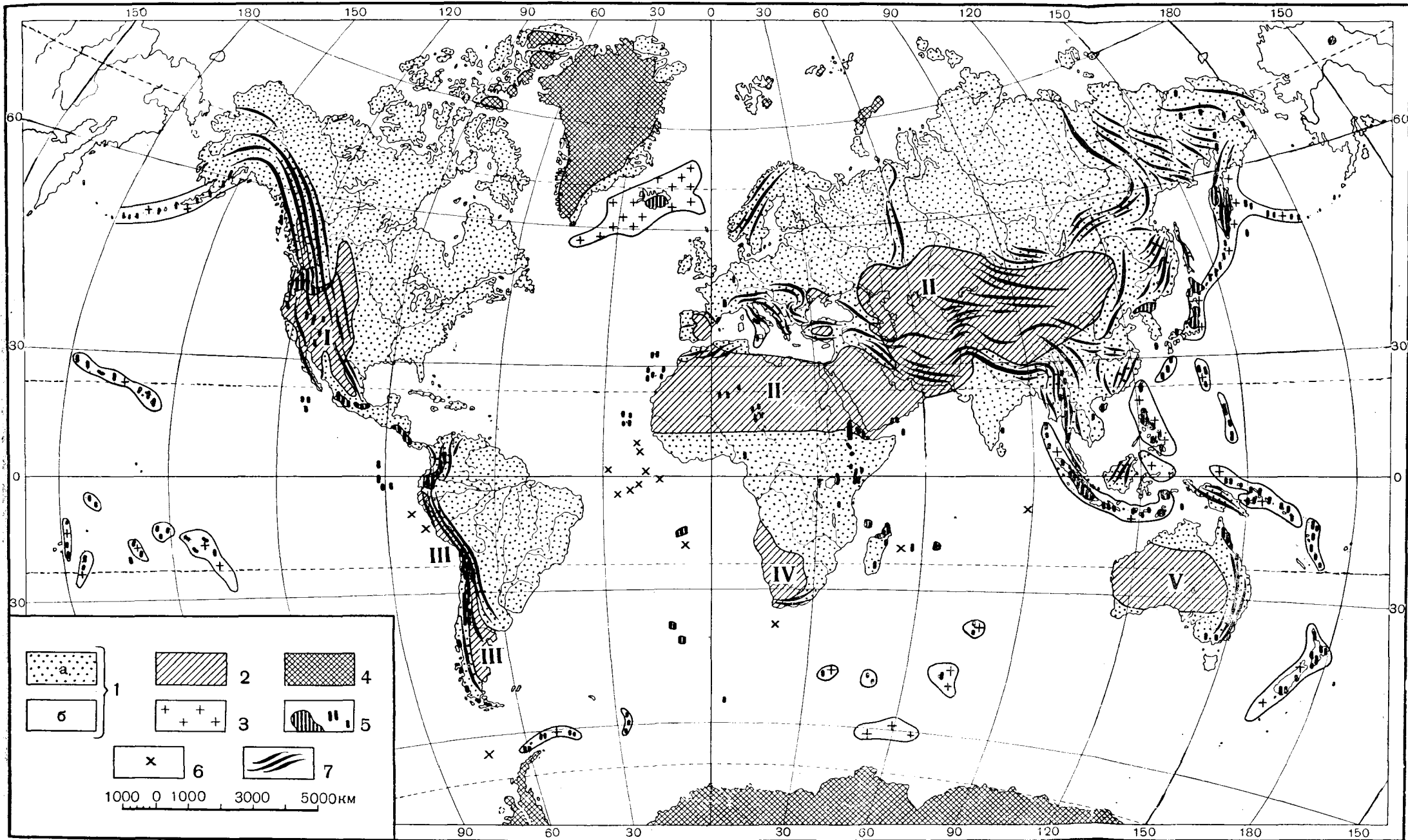
смещена к северу и лежит уже между 30 и 50—52° с. ш. Такое смещение вызвано, очевидно, орографическими особенностями Средней Азии. Подобно Северо-Американской, Африкано-Азиатская полоса в целом локализована явно асимметрично относительно континентального массива: она сдвинута к западу, причем язык ее уходит в Атлантический океан. Восточная окраина Азии на широком пространстве принадлежит уже гумидному климату. Очень интересно со сравнительно-исторической точки зрения, что от единого аридного массива местами отделяются небольшие участки аридного климата, лежащие внутри зоны гумидной.

Еще резче описанные особенности выступают в южной аридной зоне. Вся она расчленена на три изолированных участка: Южно-Американский, Южно-Африканский и Австралийский. Южно-Американский участок приурочен к самой западной окраине Южно-Американского континента, протягиваясь здесь от 50° ю. ш. практически до экватора. Как и в других случаях, к узкой полосе аридных условий на краю континента примыкает несколько более широкая зона в прибрежной полосе Тихого океана. В целом вся засушливая область располагается резко асимметрично по отношению к основной массе Южно-Американского континента, сдвигаясь в западном направлении; восток континента приходится на гумидную зону. Исключением является ситуация на самом юге: здесь аридная зона как бы перекочивает на восток, покидая западное побережье, которое оказывается очень влажным. Очень интересен загиб засушливой полосы вблизи экватора с уходом ее в виде удлинённого «носа» на некоторое расстояние в открытый океан.

Южно-Африканская засушливая область охватывает западную часть южной оконечности Африки, также простираясь на некоторое расстояние в Атлантический океан. Ширина засушливой полосы невелика, 15—20° по широте. Она несколько наискось режет параллели, простираясь с ЮВ на СЗ. Асимметрия полосы относительно континентального массива очевидна. Австралийский участок занимает большую часть Австралийского континента, простираясь строго между 32—34 и 18° ю. ш. Асимметрия в локализации засушливой области относительно континентального массива и здесь налицо. Характерно, что в данном случае отсутствует продолжение засушливых условий в океан; весьма вероятно, однако, что это явление кажущееся и имеет причиной недостаточность наших знаний об этой части Индийского океана.

Таким образом устанавливается, что: 1) и северная и южная современные аридные зоны не представляют собою непрерывно протягивающихся лент, но распадаются на некоторое число изолированных аридных областей, отвечающих крупным континентальным массивам на определенных полосах по широте; 2) каждая аридная область располагается асимметрично по отношению к соответствующему континентальному массиву, смещаясь в западные их половины или трети (четверти) и продолжаясь отсюда на запад в прилегающий океан в виде языков пониженного выпадения осадков; восточные окраины всех массивов принадлежат гумидному климату; 3) одни из засушливых зон вытянуты по широте, другие же по меридиану; 4) очертания их в плане нередко сложны и явно зависят от топографии континентального массива, на котором они располагаются.

В отличие от аридных зон, гумидные не только протягиваются по широте, но в промежутках между отдельными аридными областями и по долготе, смыкаясь здесь одна с другой. Можно сказать поэтому, что гумидные зоны в целом образуют как бы сложную решетку, в отверстия которой, вытянутые в общем по широте, как бы вставлены аридные области разных размеров и конфигурации. Это обстоятельство влечет за собою ту характерную черту в соотношениях гумидных и аридных зон, что в целом

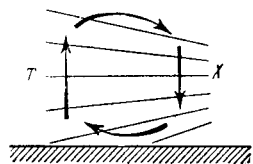


Фиг. 31. Типы современного литогенеза

1 — области гумидного литогенеза: а — водосборная часть бассейнов, б — конечные водоемы стока; 2 — области аридного литогенеза: I — Северо-Американская, II — Африкано-Азиатская, III — Южно-Американская, IV — Южно-Африканская, V — Австралийская; 3 — области эффузивно-осадочного литогенеза; 4 — области ледового литогенеза; 5 — вулканы и вулканические области; 6 — единичные извержения; 7 — горные хребты

на поверхности Земли первые резко преобладают над вторыми. Гумидный тип литогенеза является, таким образом, сейчас господствующим, и это его господство, как увидим ниже, сохранялось и в прежние геологические периоды, а иногда было и очень резко выражено.

При указанном широком понимании климатических зон к каждой из них отходят области с достаточно различными общими массами выпадающих осадков, с разными температурами и с разным режимом погоды за год, т. е. с разными частными типами климата, как они выделяются климатологами. Так, например, по площади гумидного климата можно различать тропический влажный пояс, субтропический влажный (но с засушливыми сезонами), умеренный влажный, бореальный (высокоширотный). Среди территорий аридного климата выделяются субтропические аридные и умеренные аридные с холодной зимой и т. д. На литогенезе все эти различия, однако, сказываются лишь появлением деталей, не изменяющих основных черт каждого типа породообразования.



Фиг. 32. Схема циркуляции воздуха

T — теплый воздух;
X — холодный воздух

Даже отличия северной и южной умеренных гумидных зон от тропической обуславливают лишь вполне второстепенные различия в литогенезе, создавая локальные модификации единого гумидного типа литогенеза, в чем мы убедимся ниже. Вот почему мы оставляем широкие, выделенные выше, климатические зоны едиными, целыми, не пытаюсь пока их детализировать.

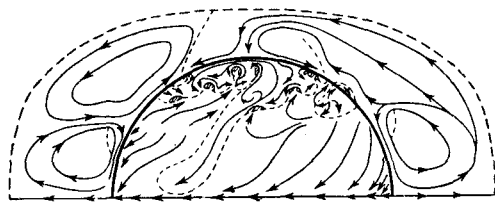
Механизмом, определяющим появление и описанное распределение ледовых, гумидных и аридных областей на современном лике Земли, является *общая циркуляция атмосферы, более или менее осложненная воздействием рельефа земной поверхности.*

Термический режим атмосферы, зависящий от получения ею солнечного тепла, характеризуется, как известно, высокими годовыми температурами в экваториальной части земного шара и весьма низкими у полюсов. Это обстоятельство приводит к тому, что экваториальный воздух, сильно разогреваясь, стремится вверх: высота тропосферы здесь имеет постоянную тенденцию увеличиваться, у полюсов же сильно охлажденный воздух, уплотняясь, прижимается ближе к поверхности Земли и высота тропосферы имеет тенденцию убывать (фиг. 32). Восходящий под тропиками воздух в верхних горизонтах тропосферы начинает поэтому течь в сторону полюсов, а полярный в нижних частях тропосферы — в сторону экватора. Эти встречные меридиональные течения воздушных масс от экватора к полюсу и наоборот, однако, сильно деформируются под влиянием вращения Земли вокруг оси. Так, верхний экваториальный поток, известный под названием антипассатов, вращением Земли отклоняется в северном полушарии вправо от меридиана, в южном — влево. Примерно под широтами 30—35° угол отклонения составляет около 90°, в результате чего антипассаты начинают двигаться практически вдоль параллелей. Дальнейшее движение вверх экваториальных воздушных масс на север и юг прекращается, поступившие же в полосу 30—35° параллелей массы экваториального воздуха, естественно, создают повышенное давление атмосферы у земной поверхности. Возникают зоны барических субтропических максимумов по обе стороны от экватора (фиг. 33). Это обстоятельство неизбежно вызывает в нижней части тропосферы отток воздуха из субтропических максимумов в сторону экватора, где у земной поверхности, благодаря антипассатам, сформировалась зона экваториального минимума. В результате возникают ветры, дующие из субтропиков к экватору и образующие два кольца пассатов. Под действием того же отклоняющего влияния вращения Земли пассаты дуют в северном полушарии не строго с севера на юг, а с северо-востока на юго-запад, в южном полушарии — с юга-востока на северо-запад.

Нетрудно видеть, что верховые антициклоны и низовые циклоны дополняют друг друга и вместе образуют кольцо вертикальной тропической циркуляции воздуха: под экватором он поднимается вверх и растекается к северу и югу, под субтропиками опускается вниз и течет обратно к экватору.

В умеренных широтах между динамическим субтропическим и термическим полярным барическими максимумами располагаются северная и южная полосы барических минимумов. Сюда устремляются, с одной стороны, нагретые воздушные массы из субтропиков, с другой — холодные массы из околополярной области, причем вдоль некоторой подвижной границы (так называемого полярного фронта) они соприкасаются, давая обычно языки теплого воздуха в сторону полюса и языки холодного воздуха в сторону экватора. Близкое соседство различных по плотностной характеристике воздушных масс влечет за собой обычно их завихрение, в виде серий

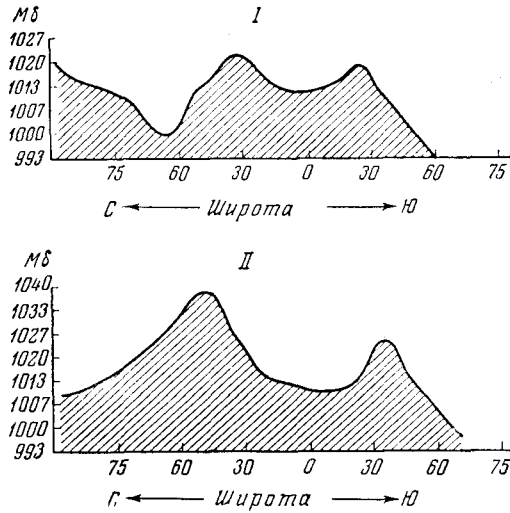
циклонов, которые являются характернейшей особенностью именно умеренной зоны. При этом завихряемый в циклоне теплый воздух отрывается от поверхности Земли и выбрасывается вверх. Здесь он, расширяясь, охлаждается и растекается главным образом в полярном направлении, по частую и к субтропикам. Возникает второй или полярный круговорот воздушных масс (фиг. 34).



Фиг. 34. Общая схема атмосферной циркуляции (по Бьеркнесу)

В середине — циркуляция у земной поверхности (в плане); на периферии — циркуляция по вертикали

по широте (фиг. 35 и 36). При этом постоянно (в году) существующие максимально-барические области приурочены только к океанам, над континентами же они то возникают в холодное время года, то исчезают в теплое. Особенно отчетливо это сезонное существование максимально-барических участков выражено на континентах северного полушария, очевидно из-за их огромных размеров. В южном полушарии, где площади континентов малы, дело ограничивается наличием на них только некоторых устойчивых в годовом цикле понижений в барическом рельефе, самостоятельных



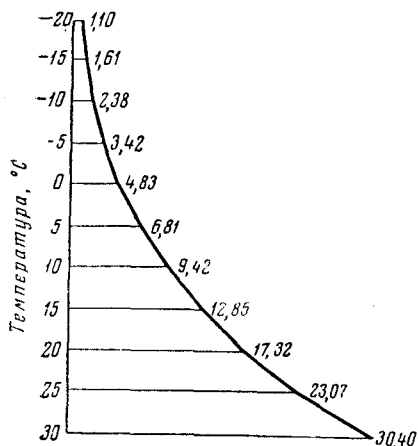
Фиг. 33. Барический рельеф в январе

I — вдоль 30° в. д.; II — вдоль 90° в. д.
(в миллибарах — Мб)

же барических максимумов здесь нет даже в холодное время года. Возникновение сезонных барических максимумов в северном полушарии сильно осложняет перемещение воздушных масс, вызывая сезонные ветры-муссоны, особенно характерные для южной и восточной окраин Азии, частью же и для Сев. Америки.

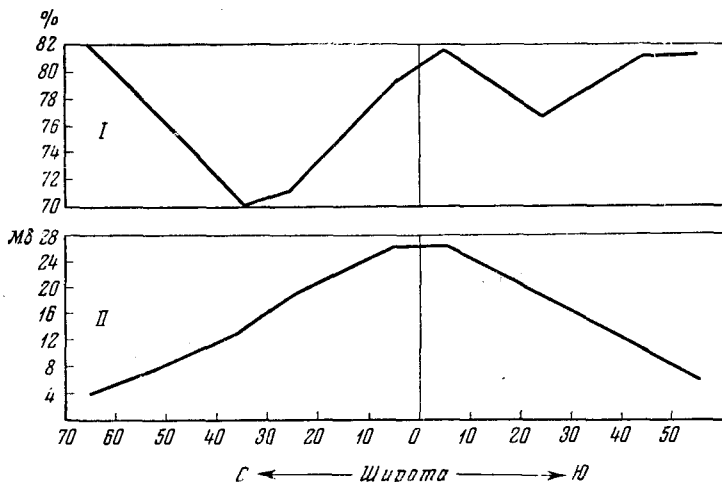
Описанные перемещения воздушных масс характерно сказываются на режиме атмосферных осадков в разных частях земной поверхности.

Количество водяного пара в воздухе колеблется в значительных пределах: от 4% по объему в жарком тропическом климате до 0,01% в холодном. При этом главная масса водяного пара находится в нижних слоях атмосферы, до высоты 2—3 км. Судьба его в атмосфере определяется двумя основными моментами. Масса водяного пара, насыщающего воздух, сильно убывает с понижением температуры, как это видно на фиг. 37; абсолютная влажность воздуха поэтому очень велика над тропиками и мала у полюсов. Относительная влажность воздуха на всех широтах хотя и меньше единицы, но недалеко от нее уходит, составляя 70—80% от насыщения (фиг.



Фиг. 37. Количество водяного пара, насыщающего воздух при различных температурах (в г/м³)

38). Путем охлаждения воздух поэтому легко может быть приведен к насыщению водяным паром, а потом и к пересыщению им, что влечет выпадение избытка воды в виде атмосферных осадков.



Фиг. 38. Распределение средних годовых значений относительной (I) и абсолютной (II) влажности по широтным зонам

Так как всякая движущаяся вверх воздушная масса расширяется и охлаждается, то зонам восходящих воздушных струй неизбежно будут свойственны дожди, весьма обильные под тропиками, где концентрация водяного пара в воздухе велика, и малые в высоких широтах, где количество водяного пара в литре воздуха ничтожно. При нисходящих движе-

ниях воздушных масс в областях барических максимумов воздух с низкой и малой влажностью, уплотняясь, будет нагреваться, приходить к земной поверхности сухим и не давать осадков. Таким образом, тропическая зона восходящих течений воздуха должна отличаться большой влажностью, полосы субтропических барических максимумов — большой сухостью, зоны циклонов умеренных широт — вновь развитием метеорных осадков, но значительно меньших, чем под тропиками, высокие широты — весьма малыми осадками.

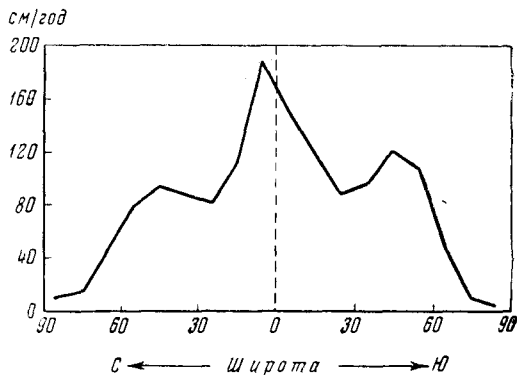
Изучение действительного распределения атмосферных осадков по широтам полностью подтверждает это заключение (фиг. 39). Прежде всего, пишет С. В. Калесник (1947), «намечается влажная тропическая зона, расположенная примерно между 20° с. ш. и 20° ю. ш., в которой за год выпадает больше 1000 мм осадков, а местами и значительно больше. В разных частях зоны количество осадков заметно варьирует... Особенно много осадков (свыше 2000 мм) в Центральной Америке, в верхнем бассейне Амазонки, в Либерии и на островах Малайского архипелага.

Обилие осадков здесь связано с сильным нагреванием и мощными восходящими токами воздуха. При благоприятных условиях рельефа и соответствующем направлении воздушных течений сочетание этих факторов приводит к исключительно большому выделению атмосферной влаги. В Грейтоуне (Никарагуа, 11° с. ш.) выпадает в год 6588 мм осадков; в Анори (Центральная Колумбия, 7° с. ш.) — 7139 мм; в Дебунже (зап. склон горы Камерун в Африке, 4° с. ш.) — 9500 мм; в Вайалсале (о. Кауан в группе Гавайских о-ов, 22° с. ш.) — 12 090 мм и в Чейрапунджа (Ассам, 23° с. ш.) — 12 666 мм в год».

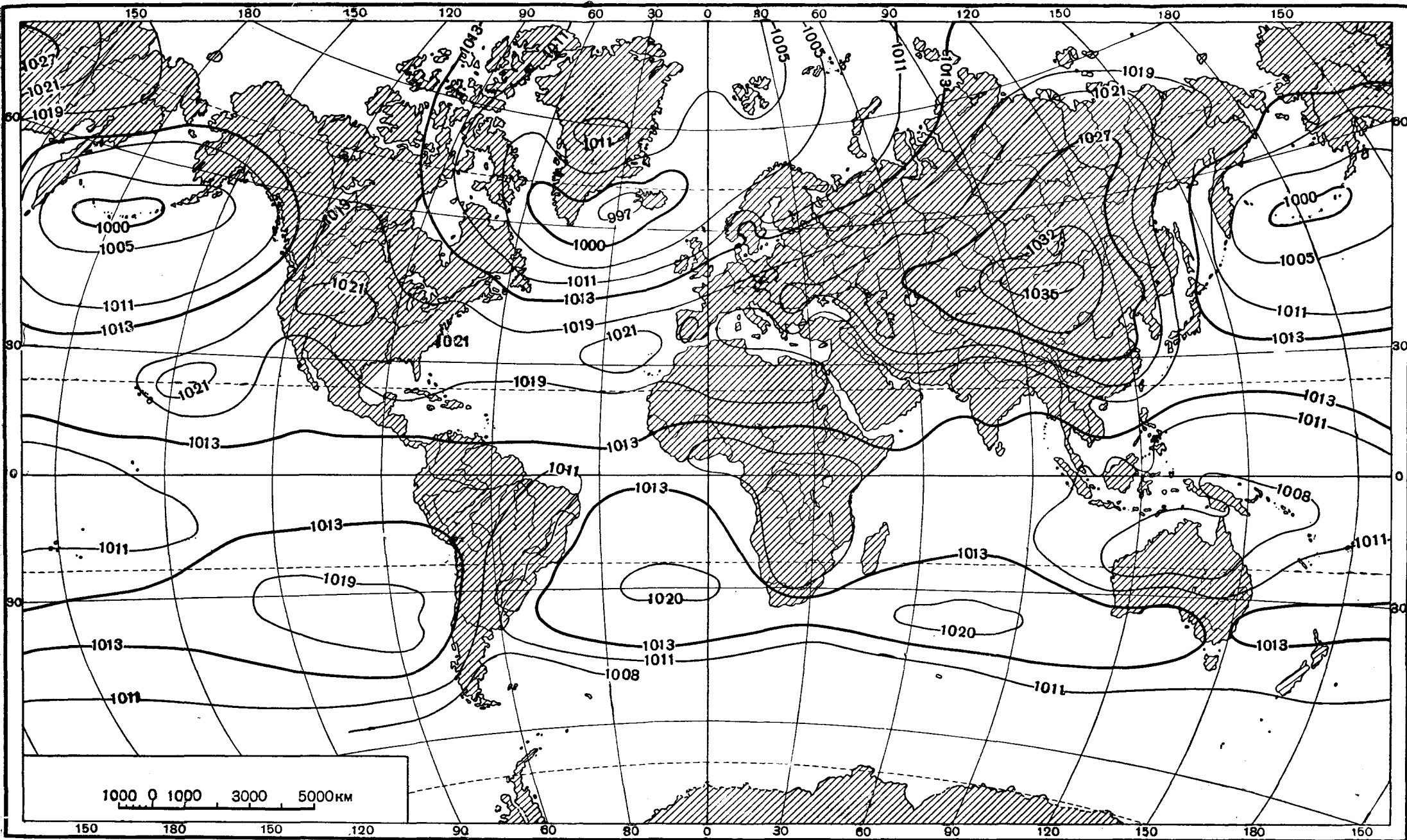
Перечисленные пункты — самые влажные места на земном шаре.

«В северном и южном полушарии, между 20 и 30° широты, как это явствует из фиг. 39, располагаются две сухие зоны низких широт. Существование их определяется нисходящими движениями воздуха. Особенно бедны осадками западные побережья материков. Причина такой бедности в том, что по западным окраинам континентов пассатные ветры направлены от суши в сторону моря... В некоторых пунктах сухой зоны низких широт, например в Ла-Жойа (Перуанская пустыня, 17° ю. ш.) или в Ассуане (Ливийская пустыня, 24° с. ш.) в году вовсе не бывает осадков, либо, как, например, в Сирийской пустыне или в Аравии, — ничтожное их количество (10—15 мм).

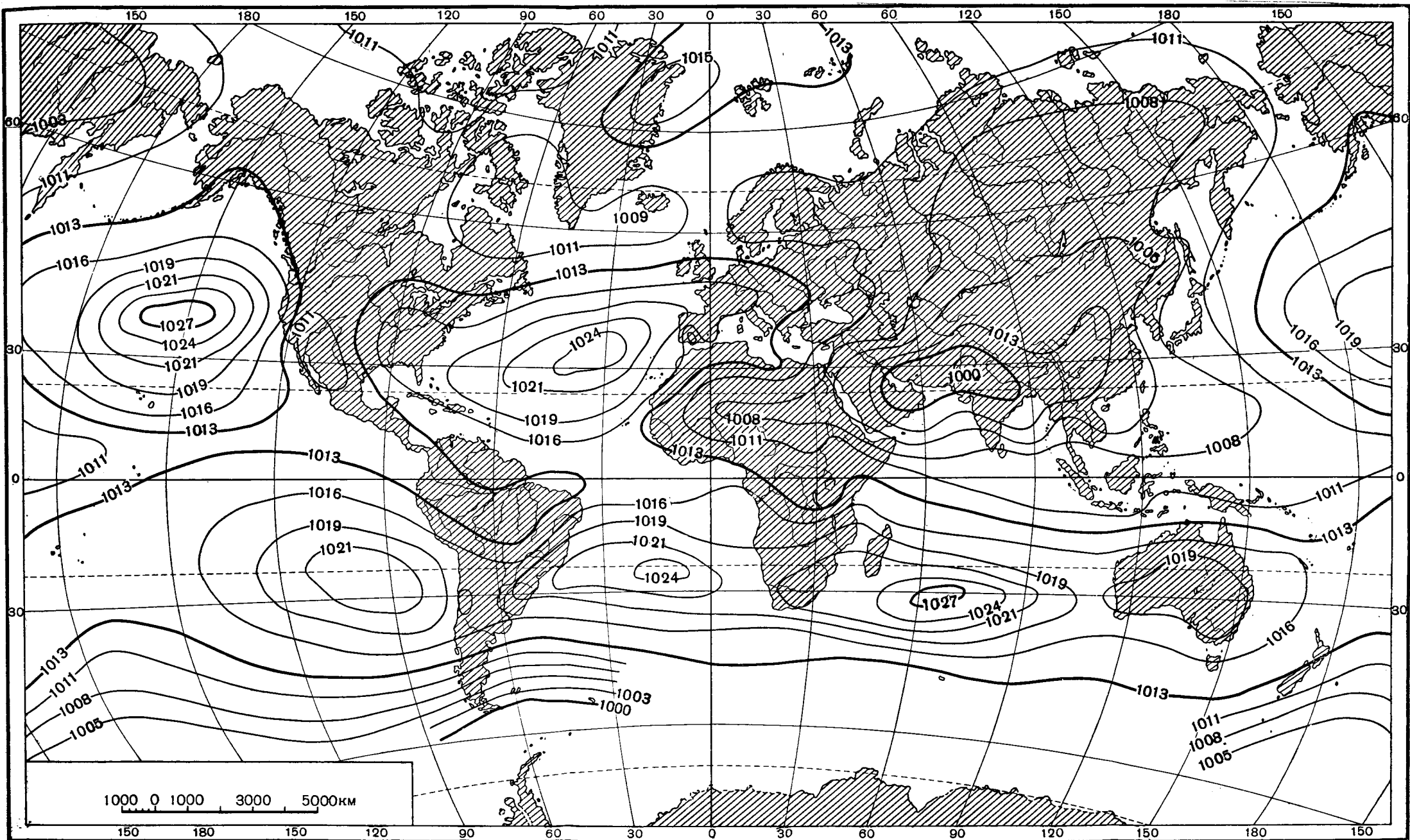
«Между 30-й и 60-й параллелями в каждом полушарии выделяются влажные зоны умеренных широт, где количество атмосферных осадков превышает 250 мм в год; при этом южное полушарие с его огромными океаническими просторами богаче влагой, чем соответствующие широты северного. Эти вторые максимумы атмосферных осадков на Земле непосредственно связаны с господствующей в умеренных широтах циклонической деятельностью. Кроме того, в результате преобладания западных ветров, западные берега материков в этих поясах гораздо богаче осадками, чем восточные, чему немало способствует и то, что вдоль западных берегов поперек влажным воздушным течениям тянутся горы, служащие конденсаторами влаги. На западном побережье Чили, между 42 и 54° ю. ш., выпа-



Фиг. 39. Распределение осадков на земле по широтным поясам



Фиг. 35. Карта январских изобар (в миллибарах)



Фиг. 36. Карта июльских изобар (в миллибарах)

дает от 3000 до 5000 мм осадков в год. Исключительно много осадков на Тихоокеанском побережье Канады и Аляски, на западном берегу Новой Зеландии и т. п. Наиболее влажным местом в Европе является Чкромце (Черковичи на Адриатическом побережье, 42°32' с. ш.) с 4620 мм в год, в СССР — Зеленый мыс около Батуми с 2497 мм в год» (Калесник, 1947).



Фиг. 40 Влияния горных цепей на выпадение атмосферных осадков

Холодные области северного и южного полушария образуют два участка высоких широт с малым количеством осадков, в общем меньшим 250 мм в год. Так как, однако, испарение воды здесь благодаря низкой температуре весьма мало, то несмотря на ничтожность массы годовых осадков обе области относятся к группе влажных, а не сухих. Резкое сокращение выпадающих метеорных осадков обусловлено отчасти низкими температурами воздуха, главным же образом преобладающим движением воздушных масс в сторону более теплых (умеренных) широт. Только районы, лежащие на пути циклонов, вторгающихся в полярные страны, или районы, омываемые теплыми течениями (Исландия, Южная Гренландия), получают осадков больше.

Из изложенного явствует, что возникновение и локализация на лике Земли описанных выше широтных седиментационно-климатических зон — ледовых, гумидных, аридных — есть результат общей, астрономически обусловленной, циркуляции атмосферы и связанных с ней превращений фазовых состояний воды. В этом смысле климатические типы мезогенеза — такое же неизбежное следствие общих астрономических причин, каким является смена дня и ночи. Но в конкретной конфигурации ледовых, гумидных и аридных седиментационных зон, а также в локальных климатических отличиях внутри каждой из них, ясно чувствуются чисто земные влияния, воздействие геоморфологии земной поверхности.

Едва ли не наиболее сильно и отчетливо они проступают в генезисе некоторых аридных участков. Если бы аридные области были обязаны своей локализацией только общему круговороту атмосферы, то все они должны были бы строго отвечать зонам постоянных барических максимумов и пассатных ветров. Между тем этому требованию удовлетворяют не все сухие области. К пассатным относятся области Сахары, Аравии, Месопотамии и продолжение полосы малых осадков в океан, также пустыня Калахари в Южн. Африке; сюда же принадлежат Атакама в Южн. Америке, Южн. Калифорния и область Нижнего Колорадо. Но засушливые области и пустыни нашего Туркестана, Центральной Азии, Ирана, район Большого Соленого озера в США, Патагония лежат вне зоны развития пассатов, далеко в глубь континентов. Для всех них типично, что они располагаются за барьером из горных хребтов, не допускающих к ним воздушных течений, приносящих влагу (фиг. 40). В данном случае решающую роль в генезисе засушливости играют уже локальные геоморфологические условия лика Земли, видоизменяющие общую циркуляцию атмосферы и, так сказать, выключаящие отдельные участки земной поверхности из круговорота влаги.

Эти второго типа засушливые площади значительно раздвигают по широтам области аридных условий вообще, и к пассатным аридным участ-

кам (в Евразии, например) дополнительно присоединяется еще полоса около 19° по широте, между $35-53^\circ$ с. и ю. ш. В современный геологический момент такие геоморфологически обусловленные засушливые области обычно непосредственно причлняются к пассатным, наращивая их. Но в геологическом прошлом, несомненно, могли быть случаи изолированного положения геоморфологически созданных аридных областей, отделенных от пассатных аридных полос; случаи такого рода будут показаны ниже.

5. Эффузивно-осадочный тип литогенеза и физический фактор, его порождающий

Климатические типы осадочного породообразования, занимая обширные зоны на поверхности Земли, покрывают в совокупности всю ее площадь и тем самым, казалось бы, исключают возможность существования еще какого-либо иного типа литогенеза. И тем не менее он существует в виде *интразонального* эффузивно-осадочного типа, вкрапленного в площади климатических типов. Эффузивно-осадочным я называю породообразование на площадях вулканических извержений и в их окрестностях, находящихся под исключительным или определяющим влиянием эффузивного процесса. До сих пор литологи обращали очень мало внимания на этот тип литогенеза, а между тем ему присущ ряд черт, радикально отличающих его от описанных выше климатических типов.

Эффузивно-осадочный литогенез резко выделяется прежде всего источником осадочного материала. Последний поступает здесь не в результате выветривания континентальных площадей, а снизу, из глубоких горизонталей земной коры в ходе вулканических извержений, и представляет собою частью механически выброшенные крупные и мелкие частицы — пепел, лапилли, бомбы, частью же гидротермальные растворы и газовые эманации. Характерной чертой поступления осадочного материала являются эпизодичность и огромная быстрота его выноса, в тысячи и миллионы раз превосходящая быстроту поступления в других типах осадочного процесса. Именно это обстоятельство и приводит к тому, что на участках, где наблюдается развитие эффузивной деятельности, и в их окрестностях на весь период ее полностью или почти полностью подавляется течение осадочного процесса ледового, гумидного и аридного типов, и осадкообразование приобретает новые специфические черты.

Появление этих новых черт связано в первую очередь со спецификой самого материала, участвующего в седиментации и резко отличного по составу от веществ, принимающих участие в других типах осадочного процесса. Механически выносимые пепловые и другие частицы представляют собою свежие то окристаллизованные, то застывшие в виде аморфных стекловатых зерен частички вулканических пород самого разнообразного состава, не подвергшиеся никакому поверхностному континентальному выветриванию. Гидротермальные растворы также отличаются от продуктов выветривания, часто обогащены SiO_2 , Mn , Fe , Al , а также малыми элементами: Cu , As , P , Pb , Zn , и многими другими. Весьма характерны газовые эманации: CO , CO_2 , NH_3 , H_2S , HCl , SO_3 , меньше — H и CH_4 ; главные члены этих эманаций полностью отсутствуют в материале, поступающем с континентов в других типах осадочного процесса. Наконец, следует подчеркнуть, что материал, выбрасываемый в ходе вулканических процессов, возник в условиях резко выраженной восстановительной среды; поэтому все элементы, способные к редукции, находятся на низших ступенях окисления: железо и марганец — в виде закисей, ванадий и хром в виде полуторных окислов и т. д.; при наличии в составе газов сероводорода тяжелые элементы перемещаются в виде сульфидов, что, как известно,

полностью исключается при поступлении материала, сносимого с континентов в ходе их выветривания. Сама среда гидротермальных растворов есть среда более или менее резко восстановительная и в этом смысле противоположна среде, господствующей на земной поверхности, куда они поступают.

Процессы отложения выбрасываемого вулканами материала значительно изменяются в зависимости от того, происходит ли извержение в наземных (субаэральных) или подводных условиях. В первом случае газы, выбрасываемые в атмосферу, и гидротермальные воды, высачивающиеся из вулканического очага и стекающие по его склонам, полностью рассеиваются и не имеют ощутимого седиментационного эффекта; накапливаются лишь твердые продукты извержений: лапилли, пеплы и лава. При этом, ввиду малой плотности атмосферы, грубые продукты выбросов осаждаются вблизи очагов извержений, не испытывая сколько-нибудь ощутимой сортировки. Только весьма тонкие пепловые частицы, высоко поднимающиеся в атмосферу, разносятся далеко и весьма далеко, нередко отрываясь от породившего их очага. В целом же в результате наземных извержений возникают более или менее мощные накопления только твердых — пепловых и лавовых — продуктов, которые в своем составе и сложении часто почти не несут признаков типично осадочных пород.

При подводных извержениях или извержениях вулканов среди моря пепловый материал попадает в более плотную водную среду, которая его разносит и сортирует. Правда, и в этом случае вблизи очага извержений накапливается материал грубый и мало сортированный или не сортированный вовсе, но дальше от него, начиная с частиц крупнопесчаной размерности и тоньше, пеплы несут уже все более ясные признаки сортировки. Вместе с тем с удалением от очага извержений к пепловому материалу во все большей степени начинает подмешиваться обычный терригенный (клас-тический) материал и собственно туфы переходят в туффиты, а затем в песчаники, алевролиты и глины с примесью туфового материала. После каждого закончившегося извержения, таким образом, возникает закономерно расположенная и построенная эффузивно-осадочная линза, ориентация которой в пространстве определяется совокупным действием водных и воздушных течений, господствовавших в районе извержений. Газовые эманации и гидротермы при подводном извержении поступают в морскую (или озерную) воду, осваиваются ею и начинают участвовать в морской седиментации. Осаждаются и поступают в осадок кремнезем, разнообразные соединения железа, марганца, алюминия, а также малых элементов — As, P, Ba и др., соответственно составу гидротермальных вод. Самый процесс осаждения их в основном, по-видимому, чисто химический, а не преимущественно биогенный, как при гумидном типе осадочного процесса. При этом изменения физико-химической обстановки в районах подводных извержений придавали ходу химического осадконакопления временами и местами своеобразные черты. Две особенности должны быть здесь подчеркнуты: в числе продуктов газовых эманаций много CO_2 , а временами даже HCl , H_2S , SO_2 ; попадая в морскую воду, они, несомненно, должны были локально понижать ее щелочной резерв и ее pH, что неизбежно вызывало торможение садки CaCO_3 . Следы этого процесса, действительно, уже давно указывались К. Андре для морей современного Малайского архипелага, осадки которых начинают резко терять CaCO_3 на глубинах, значительно меньших, чем это свойственно океанам вообще. Вместе с тем в моменты, когда лишенные кислорода гидротермы выбрасывали в море большие массы воды, локально, вблизи очагов извержений, кислород в большей или меньшей массе воды исчезал; Eh воды понижался, что не могло не способствовать садке силикатов и карбонатов железа и марганца прямо из воды. Так бывало, вероятно, при образовании многих марган-

цевых руд эффузивно-осадочного генезиса. В случае же, когда из вулканов выделялось много H_2S и в бассейне возникло заражение воды этим газом, создавались условия для непосредственной садки из воды даже сульфидов Fe, Pb, Zn и других элементов (сульфидные руды Меггена и Раммельсберга). Иначе говоря, под влиянием подводных гидротерм и эманаций локально и временно из морской воды имела место садка таких минералов, которые в условиях обычного хода осадочного процесса возникли лишь в диагенезе, при решающем влиянии разлагающегося органического вещества. За пределами локальной восстановительной зоны железо и марганец садились, понятно, в форме гидроокислов. Так, в ближайшем соседстве отлагались и переходили одни в другие осадки весьма разного минералогического состава и разных требований к физико-химической среде (гематитово-силикатные руды мульд Лан и Дилль в Германии и др.).

Добавим, что в эффузивно-осадочном типе осадочного процесса осаждение внесенного материала, как и в типе гумидном, отличается неполнотой: садятся все механически принесенные пепловые частицы; из растворенных же соединений — лишь кремнезем, железистые, марганцовистые соединения, а также различные соединения Pb, Zn, Cu, Ag и других тяжелых и специфически «гидротермальных» элементов. Прочие компоненты (HCl, SO_3 , B, F, Br и др.) остаются в растворе и увеличивают соленость гидросферы. По А. П. Виноградову, анионная часть солей морской воды обязана вноситься именно вулканического материала.

Таким образом, при подводном эффузивно-осадочном процессе, как и при гумидном типе, возникают, с одной стороны, твердые фазы, осадки, впоследствии породы, захороняющиеся в стратиффере и доступные исследованию, с другой — солевая масса, не осаждаемая, не фиксируемая в виде твердых фаз в осадке, но идущая на пополнение (и метаморфизацию) солей гидросферы, точнее говоря, Мирового океана.

Наряду с рассеянными формами элементов, в отложениях эффузивно-осадочного типа возникают и высокие их концентрации, переходящие в рудные. До настоящего времени с достоверностью известны лишь накопления Fe (в разных минералогических формах), Mn и SiO_2 , но в действительности круг элементов, так или иначе связанных с подводной эффузивной деятельностью, вероятно, значительно шире.

Классическим примером эффузивно-осадочных железных руд являются гематиты Средней Германии (в Рейнских сланцевых горах, в Тюрингии и на Гарце), стратиграфически и территориально связанные с диабазовыми и шальштейновыми толщами D_1-D_2 . Сюда же, возможно, должны быть отнесены пиритовые скопления Рио-Тинго в Испании, месторождения Раммельсберг и Мегген в Германии и пиритовые руды Трондъемской мульды в Скандинавских горах. Рудные тела этой своеобразной группы располагаются либо внутри эффузивных толщ, либо по периферии их (у верхней границы, горизонтального окончания и т. п.), либо даже за пределами собственно эффузивных комплексов, но в ближайшем соседстве с ними. Морфологически рудные скопления представляют собой линзы, продольные размеры которых измеряются сотнями, иногда тысячами метров, мощность же — десятками метров, иногда свыше 100 м, отчего линзы оказываются сильно раздутыми, утолщенными в средних частях. Линзы часто явственно слоисты и иногда содержат остатки кораллов, гониатитов и др. По составу рудные тела сложены то окисными формами железа (гематит), то сульфидами (пирит), причем в последнем случае характерен очень сложный химический состав руд, в котором, кроме Fe, крупную роль играют сульфиды Cu, Pb, Zn, Ag, накопления бария и др.

Более многочисленны примеры эффузивно-осадочного генезиса у марганцевых руд. Сюда относятся: Мазульское месторождение в хребте Арга; нижне- и среднедевонские месторождения Южного Урала; месторождения,

подчиненные кульму Германии (Гарц, Каллервальд и др.); руды провинции Гуэльва (C_1) в Испании; юрские радиолариты Альп и других мест; миоценовые руды монтерейской формации и ряд других. Для руд этого типа характерны карбонатный и карбонатно-силикатный состав, небольшие размеры, залегание короткими, но мощными линзами. Располагаются они частью внутри эффузивно-осадочных комплексов, частью по их периферии, но встречаются и за пределами этих комплексов, в ассоциации с яшмами и кремнистыми сланцами. Таким образом, марганцевые месторождения, в отличие от железорудных, показывают примеры большего удаления от очагов извержений, что и естественно, ибо марганец в условиях гипергенеза более подвижен, чем железо.

Еще более многочисленны примеры эффузивно-осадочных накоплений кремнезема в виде яшм и кремнистых сланцев. Эти породы, как известно, тесно ассоциируются с эффузивными морскими отложениями, образуя среди них прослой, часто венчая толщи эффузивов или располагаясь на их продолжении, т. е. фациально их замещая. Наряду с этим встречаются и пачки кремнистых пород, как бы независимые от эффузивных свит, не связанные с ними пространственно и внешне (географически), изолированные от них. Это, впрочем, еще не показывает их действительной независимости от подводных очагов вулканизма. Из опытов Мура и Мейнарда известно, что SiO_2 в морской воде отличается значительной устойчивостью, и потому его осаждение и образование яшм могло идти, по крайней мере в ряде случаев, на большом расстоянии от вулканического очага; это и создает теперь видимость независимости яшм от подводного вулканизма.

За последнее десятилетие интерес к эффузивно-осадочным образованиям возрос и был указан еще ряд иных рудных накоплений разных элементов, возможно связанных с подводной вулканической деятельностью. Такое происхождение, в частности, приписывалось североуральским бокситам (Н. А. Штрейс, А. В. Пейве), фосфоритам Каратау, свиты Мтавари в Грузии и др. (Н. С. Шатский), свинцово-цинковым месторождениям в девоне хребта Каратау (Туркестанском Каратау — З. Е. Колотухина) и таким же месторождениям в карбоне Кунгей-Алатау (А. М. Минжилкиев) и др. По отношению к бокситам Северного Урала эта гипотеза оказалась ошибочной, хотя принципиально отрицать возможность образования бокситов эффузивно-осадочного типа нельзя. Толкование месторождений других элементов как эффузивно-осадочных представляет собою пока только гипотезу, возможную, но не аргументированную сколько-нибудь подробно и убедительно; поэтому зачисление самих месторождений в группу эффузивно-осадочных может быть сделано пока условно и требует дальнейшей проверки; вполне вероятно и чисто осадочное их происхождение.

Парагенетические комплексы осадков, возникшие на более или менее значительных участках земной коры при локальных изменениях эффузивно-осадочного процесса, следует называть эффузивно-осадочными формациями.

При малой литологической изученности эффузивно-осадочных формаций выделять их типы гораздо труднее, чем для ледовых, гумидных и аридных формаций. Предварительно (и условно) могут быть выделены три их типа. Первым является собственно эффузивная формация, представленная лавами и туфами, без сколько-нибудь заметной примеси в последних обычного терригенного материала; эти формации свойственны обычно платформенным участкам и образовались в наземных условиях (D_3^1 Тимана, туфы тунгусской свиты Сибири). Другим типом является эффузивно-терригенная формация, когда, помимо лав и туфов, в составе формации заметную роль играют песчаники и глины обычного терригенного происхождения, обогащенные туфовым материалом; эти породы представляют

собой как бы сильно развитые переходные осадки от собственно эффузивных к нормально-осадочным. Эти формации возникали главным образом в морских (частью и континентальных) условиях при резком подавлении подводных гидротермальных излияний или даже их полном отсутствии. Третий тип — эффузивно-кремнистые формации, в составе которых, помимо лав, туфов и терригенных пород, большое участие принимают кремнистые породы — яшмы, кремнистые сланцы; последние иногда уходят далеко от очага извержений и как бы теряют связь с ними; обычно этому типу формаций подчинены месторождения марганцевых и железных руд или породы джеспиллитового облика. Эти эффузивно-осадочные формации возникли в море при интенсивном развитии гидротермальных излияний. В наиболее четкой и развитой форме они возникают в центральных зонах геосинклинальных областей в эпоху их интенсивных прогибаний, когда на этих участках земной коры преобладают растягивающие усилия и по открывающимся трещинам происходит усиленное выбрасывание магмы вверх в морской бассейн, расположенный в геосинклинали.

Резко отличаясь от ледового, гумидного и аридного типов литогенеза по вещественному составу и условиям залегания возникающих пород, эффузивно-осадочный тип не менее резко отличен от них и генетически.

Климатические типы породообразования являются, как мы видели, неизбежным следствием наклона земной оси к эклиптике, наличия вокруг Земли воздушной оболочки и получения ею энергии от Солнца, иначе говоря, следствием чисто астрономических факторов. Эффузивно-осадочный же тип возникает в результате процессов, происходящих в веществе глубоких горизонтов самой Земли и завершающихся образованием разломов земной коры, по которым осуществляются затем мобилизации магмы и подъем ее наверх. *В данном случае в литогенезе проступает жизнь внутренних глубоких частей самого земного шара, поддерживаемая собственными запасами энергии этих зон.*

Размещение на поверхности Земли современного эффузивно-осадочного породообразования показано на фиг. 31. Выделяются две разные формы его проявления. Одна характеризует области молодых складчатых хребтов, еще продолжающих активную тектоническую жизнь, а также периферическую, преимущественно западную часть Тихого океана, представляющую собою, по общепринятым взглядам, современную активно-живущую геосинклипальную зону. Существуют отдельные очаги такого типа и в центре Тихого океана (Гавайские о-ва). Вулканизм здесь отличается не только огромной напряженностью, т. е. обилием очагов извержений, но и тем, что очаги эти располагаются линейно, узкими, иногда изогнутыми полосами, отвечающими, очевидно, простиранию глубоких разломов Земли, мобилизующих магму. Общая ориентация вулканических очагов и соответственно полос эффузивно-осадочного породообразования определяется общим простиранием геосинклипальной зоны, и в данном случае они располагаются перпендикулярно простиранию климатически обусловленных типов литогенеза. Важно подчеркнуть, что при достаточной длине отдельных полос эффузивно-осадочного породообразования, иногда измеряемой многими тысячами километров, ширина их обычно невелика и многократно уступает длине. Это обусловлено тем, что снос главной массы продуктов извержения в стороны от выносящего очага, как правило, невелик. За пределами полосы массового выпадения пеплов следует зона малого и весьма малого его накопления, в которой специфика эффузивно-осадочного породообразования исчезает; здесь начинаются области нормального гумидного литогенеза, с едва уловимым отпечатком воздействия эффузий в виде ничтожной подмеси пепловых кластических частиц. Интересно, что там, где распределение вулканического материала изучено подробно (например, в морях Малайского архипелага), удалось установить асимметричное расположе-

ние продуктов извержения относительно центров извержений. Асимметрия эта обусловлена главным образом влиянием ветров, разносящих пепловый материал, частью же и течений. Это обстоятельство представляет существенный интерес для реконструкции условий образования эффузивно-осадочных толщ геологического прошлого.

Другая форма проявления современного вулканизма и эффузивно-осадочного породообразования характеризует Атлантический и Индийский океаны и площади платформенного типа, т. е. территорию континентального блока за пределами зоны альпийской складчатости и современных геосинклиналей. На этих площадях вулканические очаги располагаются либо единично, либо небольшими кучками. Очевидно, характер разломов, вызвавших к жизни эти эффузивно-осадочные очаги, был существенно иным, чем в современных геосинклиналях и областях альпийского складкообразования.

Что касается размещения эффузивно-осадочного литогенеза в прежние геологические периоды, то из сводок по региональной геологии известно, что отложения этого типа характерны главным образом для центральных частей геосинклинальных зон, причем эффузивно-осадочные формации отличаются здесь линейной вытянутостью по простиранию геосинклинальных зон. Наряду с этим в отдельные моменты времени напряженная вулканическая деятельность характеризовала и платформенные массивы, например: в девоне — Русскую платформу, в триасе — Африканскую и Сибирскую, в верхнем мелу — Индийскую платформу. Здесь мобилизация магмы также, несомненно, происходила вдоль расколов, в частности таких, которые отделяли в ряде случаев области антеклиз от площадей синеклиз. Явно линейное расположение эффузивных отложений, однако, возникало при этом далеко не всегда. Нередко получалось точечное или кучное — пятнистое их залегание, сходное с тем, какое типично для современных внегеосинклинальных областей.

Интразонально располагаясь, эффузивно-осадочный тип литогенеза в своей ориентировке не обнаруживает никакой зависимости от локализации тех климатических зон, которым территориально он подчинен. Зоны и пятна эффузивно-осадочных отложений то секут климатические пояса под самыми разными углами, то локально совпадают с их простиранием. Эти сложные и непостоянные соотношения естественны, ибо мы имеем в данном случае дело с наложением друг на друга явлений, генетически различных и независимых.

* * *

Описанный механизм возникновения ледового, гумидного, аридного и эффузивно-осадочного типов литогенеза раскрыт анализом современных геологических процессов. Но суть этого механизма такова, что при сохранении одинакового наклона к эклиптике оси вращения Земли, при наличии земной атмосферы и при получении ею энергии от Солнца, а также при активной жизни внутренних частей земного шара, механизм этот неизбежно должен был функционировать и в прежние геологические периоды. Активность глубоких горизонтов Земли в ее истории доказывается нахождением древних эффузивных и интрузивных пород; наличие атмосферы и получение ею энергии от Солнца — существованием с древнейших времен живых организмов; постоянство наклона земной оси к эклиптике является одним из фундаментальных законов небесной механики. Таким образом, мы имеем все основания считать, что *охарактеризованные вкратце четыре типа литогенеза возникли и существовали с древнейших, доступных нам времен истории Земли; во всяком случае они были дифференцированы уже в те периоды, от которых до нас дошли первые породы.*

6. Типы литогенеза, как формы проявления единого процесса осадочного породообразования

В заключение остановимся еще на нескольких вопросах, разъяснение которых необходимо для правильного понимания учения о типах литогенеза.

Прежде всего, не уничтожает ли идея о типах литогенеза представления о литогенезе как едином цельном природном процессе? Конечно, нет. *Ведь несмотря на существенные отличия каждого из типов, у всех них породообразование развивается по одной и той же, правда, достаточно общей схеме, выражающей сущность литогенеза, как природного явления вообще.* Эта схема, сформулированная в начале монографии, такова: мобилизация веществ путем выветривания материнских пород или иным способом → перенос осадочного материала и частичное отложение его в путях перемещения → поступление остатков в конечные водоемы стока и окончательное осаждение их здесь в той мере, в какой оно вообще «разрешается» физико-химическими и гидробиологическими особенностями водоемов → преобразование осадков в породы. Однако, присутствуя и в ледовом, и в гумидном, и в аридном, и в эффузивно-осадочном типах, очерченная общая схема осадочного породообразования явно и значительно трансформируется, приобретая в каждом из них частные особенности, индивидуальные черты, сообразно тем физико-географическим условиям, в которых существует каждый из типов. Отсюда следует, что *вышеописанные типы литогенеза — это, в сущности, не что иное, как региональные формы единого литогенетического процесса, принимаемые им в разных физико-географических обстановках, развитых на огромных участках земной поверхности и возникающих в результате общей жизни земного шара в целом.* Выделение типов литогенеза поэтому не только не уничтожает идеи о едином цельном природном процессе осадочного породообразования вообще, но позволяет гораздо более углубленно и содержательно, чем это было до сих пор, представлять единство осадочного породообразования через разнообразие его главных форм.

Но в таком случае не следует ли выделить большее количество типов литогенеза, чтобы тем самым полнее отразить изменчивость единого осадочного породообразования в частных физико-географических обстановках? Не следует ли, например, выделить наряду с гумидным еще семигумидный тип, наряду с аридным — еще семиаридные, т. е. переходные типы, или особый оксанический, и т. д. Несмотря на внешнюю привлекательность этих предположений, они все же не могут быть приняты.

Развитие теории осадочного породообразования требует, чтобы типы литогенеза были четкие, хорошо отличающиеся друг от друга и в то же время не застывшие, а видоизменяющиеся в пределах площади своего развития, а также достаточно увязанные с общей жизнью Земли как планеты. Мне кажется, что ледовый, гумидный, аридный и эффузивно-осадочный типы как раз и удовлетворяют этим требованиям. *Они необходимы и вместе достаточны как для выявления главных региональных форм осадочного породообразования, как единого процесса (что уже было показано выше), так и для обнаружения даже мелких его вариаций, в пределах площадей развития каждого типа (что увидим ниже, в томах II и III).* Они, наконец, хорошо увязываются и с общей жизнью Земли как планеты в целом. Представим себе, однако, что мы все же пойдем на увеличение числа типов. За счет чего это можно сделать? Очевидно, за счет превращения локальных мелких модификаций каждого типа в самостоятельный тип. Как увидим ниже (том II), гумидный тип, например, приобретает некоторые (немногие) специфические черты в зоне тропического влажного, субтропического влажного, умеренного и холодного влажного климатов. То же имеет место

и у других типов на отдельных участках их развития. Допустим, что мы превратим эти локальные модификации в самостоятельные типы; что из этого последует? При возрастании числа типов каждый из них неизбежно измельчает, четкость различий между типами исчезнет; напротив, возникнет слишком много общих черт между отдельными типами и станет необходимым объединение их в некоторые родственные группы. В то же время каждый тип неизбежно превратится в нечто застывшее и неизменное в пределах площади своего развития, определить которую, особенно для древних эпох, станет достаточно затруднительным. Одновременно связи каждого типа с общей жизнью земного шара также станут неясными и трудно уловимыми. Понятно, что от многообразия типов с такими особенностями разработка литологической теории может только пострадать. Вот почему после длительного анализа проблемы типизации осадочного породообразования я пришел к заключению, что *путь раздробления его на множественные типы принципиально неправилен и что ледовый, гумидный, аридный и эффузивно-осадочный типы, как они описаны выше, создают достаточную базу для создания детальной теории литогенеза.*

Но в таком случае встает еще новый вопрос: не является ли недостатком предложенной типизации то, что выделение типов в ней произведено по двум признакам: три обособлены по климатическим условиям, один — по тектоническому режиму. *Но ведь литогенез, как природный процесс, сам стоит под воздействием двух генетически разных факторов, — экзогенных и эндогенных. Учет разной роли этих факторов при обособлении каждого типа как раз и приводит к тому, что три типа оказываются климатическими (экзогенными), один — тектоническим (эндогенным). Двойственный характер типов в данном случае лишь отражает сложную и двойственную природу литогенеза вообще, которую никак не уложить ни в какую типизацию, построенную на привнесенном извне «едином принципе».*

Глава V

РАЗМЕЩЕНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ ТИПОВ ЛИТОГЕНЕЗА НА ПОВЕРХНОСТИ ЗЕМЛИ В ПОСЛЕПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ЭПОХИ

1. Общие замечания

Хотя типы литогенеза, описанные в предыдущем, существовали, несомненно, уже с древнейших, нам доступных времен геологической истории, площади, занятые каждым из них, отнюдь не были постоянны по размерам, очертаниям и локализации на поверхности Земли. Поэтому для полноты характеристики целесообразно остановиться вкратце еще на разборе размещения типов литогенеза на поверхности Земли в прошлые геологические периоды. Особенно необходимо это для климатических типов, так как последующие части монографии будут посвящены детальному анализу двух из них — гумидного и аридного.

Нетрудно видеть, что проблема локализации сводится практически к реконструкции климатической зональности в геологическом прошлом. В литературе известно много попыток исследований в этом направлении. Едва ли не наиболее яркой из них является книга Вегенера и Кеппена (Wegener, Köppen, 1926) «Климаты доисторического прошлого», где интерпретация климатической зональности дается на базе вегенеровской теории дрефта континентов. Позже появились сводки М. Шварцбаха и Г. Брукса, но в них главное внимание обращено не столько на конкретные реконструкции палеоклиматов, сколько на анализ факторов, влияющих на размещение и эволюцию климата вообще. В 1938 г. Ф. Лотце дал ряд реконструкций солеродной зоны (Salinarzone) для всего промежутка времени от кембрия доныне. Вопрос о климатах прошлого специально разбирался на XII Международном геологическом конгрессе в 1937 г.; особенно много работ на Западе посвящено оледенениям прошлого.

В советской литературе за последние 30 лет также появились попытки палеоклиматических реконструкций. Большую работу в этом направлении провел А. Н. Криштофович (1937) для климатов верхнего палеозоя, причем он базировался исключительно на данных палеофлористики. Автор настоящей монографии разбирал этот вопрос применительно к верхнему палеозою на основе уже литологических данных (Страхов, 1945, 1951). Совсем недавно, в более широком хронологическом интервале, аналогичное исследование для Азии сделано Ю. М. Шейнманом (1954), а для карбона и перми всей поверхности Земли А. Б. Роновым и В. Е. Хаиным (1949, 1955, 1956). Наконец, Л. Б. Рухиным (1955) проблема климатов прошлого на лике Земли в целом была рассмотрена для всего промежутка времени от кембрия доныне; выводы эти без изменений повторены затем в его работе 1959 г.

Несмотря на значительное число работ по палеоклиматологии, все же приходится признать, что конкретных реконструкций — в виде палеоклиматических карт — имеется еще очень немного, а те, что выполнены, грешат рядом существенных недостатков. Основным из них является все еще недостаточная разработка принципов составления палеоклиматических карт и отсутствие ясных представлений о той фактической базе, на которую должно опираться такого рода исследование. Подавляющее большинство карт палеоклиматов к тому же базируется на учете лишь части имеющихся фактических данных, нередко незначительной, что приводит к ошибкам в реконструированных схемах; примеры этому мы увидим ниже. Наконец, при составлении карт палеоклиматов, особенно для отдельных периодов кайнозоя, совсем не используются сопоставления с современностью, что резко обедняет сами реконструкции. Все это заставляет произвести пересмотр накопившегося материала и заново реконструировать климатическую зональность лика Земли во всем ее объеме, для всего послепроterозойского периода ее истории.

2. Принципы реконструкции климатических зон в геологическом прошлом

Климатические реконструкции, выполненные до сих пор, базировались на учете данных двух родов — по органическому миру прошлого и по характеру осадков; при этом авторами обычно не производилась сравнительная оценка значимости данных первой и второй групп, а часто выводы базировались только на палеонтологических данных. Между тем совершенно очевидно, что значимость органических остатков и литологических признаков существенно различна.

Когда исследователь имеет дело с мореной, да еще покоящейся на обтертом, отполированном ложе с ледниковыми штрихами, его выводы о наличии в данном пункте в прошлом оледенения однозначны и бесспорны, ибо никакие другие процессы, кроме оледенения, не порождают такого комплекса литологических признаков. Точно так же, когда литолог встречается в разрезе гипсы или соли (каменные, калийные), его вывод о наличии в данном пункте в прошлом засушливых условий бесспорен и однозначен. Не менее доказательно для констатации гумидных условий обнаружение ясно выраженной коры химического выветривания с каолином в ней, бокситов, железных, марганцевых руд, углей, ибо все эти породы, как мы сейчас хорошо знаем, возникают только при гумидном режиме. Таким образом, приведенные литологические данные отличаются тем, что дают однозначные, бесспорные решения и могут поэтому использоваться для реконструкции палеоклиматов совершенно уверенно.

Иначе обстоит дело с органическими остатками, как наземными, так особенно морскими. Вывод о принадлежности тропической зоне эоценовой западно-европейской растительности базируется обычно на общем сходстве ее состава и габитуса с современной тропической флорой юго-востока Азии. На первый взгляд такое заключение кажется хорошо обоснованным, но в действительности дело обстоит совсем не так. Сходство флор указывает лишь на сходство экологических условий их произрастания: близкие температуры года, сходную влажность. И то и другое, однако, не обязательно должно реализоваться в одном и том же географически климатическом поясе. В настоящее время высокая температура и влажность юго-восточной Азии приходится на тропический влажный пояс. Но в эоцене такая же температура и влажность могли локально существовать севернее, в субтропиках; такая возможность не только не исключается, но, как будет показано ниже, действительно и реализовалась в эоцене Зап. Европы. Другой пример: годовые кольца роста свойственны древесине как растений умерен-

ного влажного пояса, так и сухих субтропиков; у первых они обусловлены сменой холодного и теплого сезонов, у вторых — сухого и влажного; различить достоверно сухой и влажный климаты только по строению древесины невозможно. Еще хуже обстоит дело с организмами морскими. Излюбленные палеоклиматологами колониальные кораллы обитают как в морях засушливой области (Красное море), так и в морях влажных зон (Индийский океан, запад Тихого океана). То же относится к фузулиам, лепидоциклинам, нуммулитам, археоциатам и другим группам известняквыделяющих организмов геологического прошлого. Все эти формы несомненно теплолюбивые, но различить по ним гумидные тропические условия от аридных субтропических или влажных субтропических — совершенно невозможно. Таким образом, в отличие от литологических данных, материалы палеонтологические не дают возможности однозначно решать по ним вопросы климатического режима, а при упрощенных сопоставлениях с современным органическим миром могут приводить (и приводили на деле) к грубым ошибкам.

Из сказанного явствует, что *при всякого рода палеоклиматических реконструкциях предпочтение должно быть отдано показателям литологическим, а не палеонтологическим.*

Именно породы должны составлять базу палеоклиматологии, палеонтологические же материалы служат лишь дополнением, детализирующим некоторые черты климатического режима. Базирование на данных литологии есть *первый и основной принцип палеоклиматологического исследования.*

Но выдвигая в качестве базы палеоклиматических реконструкций именно породы, а не органические остатки, следует резко подчеркнуть, что такое значение могут иметь отнюдь не все типы их, а лишь ограниченный круг, так называемые породы-индикаторы климата.

В качестве таковых для ледовых зон естественно принять уже упомянутую выше морену, а также такие особенности подморенного ложа, как полировка твердых пород, ледниковые шрамы и др. Индикаторами гумидного пояса должны являться руды железа, марганца, бокситы, каолины (первичные, не переотложенные), угли, наконец, кора химического выветривания; индикаторами засушливых зон — галогенные отложения: гипсы, ангидриты, флюорит и целестин, каменная и калийные соли. Красноцветные отложения в качестве показателей аридного климата могут использоваться лишь в том случае, когда они карбонатны, бескарбонатные же красные цветы должны трактоваться как отложения климата гумидного; это вытекает из ранее разобранных мною процессов карбонатообразования в гумидных и аридных зонах (Страхов, 1951).

Так как климатические зоны прошлого отличались, подобно современным, значительной сложностью очертаний, то для достоверного их воспроизведения на карте требуется достаточное количество точек с породами-индикаторами. Поэтому особое значение приобретает *исчерпывающий сбор материалов* такого характера; подмена его другими — палеонтологическими — данными недопустима; особенно это касается периодов древних, климатическая зональность которых была резко иной, чем в новые времена и сейчас. Здесь каждый новый факт имеет огромную ценность, а иногда заставляет существенно менять ранее принятую интерпретацию.

Третьим принципом палеоклиматических реконструкций является их комплексность. *Нельзя ограничиваться воссозданием пролегания одной какой-либо зоны*, например одной аридной, собирая данные только по породам-индикаторам засушливых условий, как это делал, например, Ф. Лотце (Lotze, 1939), реконструируя свои «солеродные пояса». Ошибочность его конкретных построений проистекает именно из того, что, нанеся свои точки на карту, он объединял их довольно произвольно, не учитывая пород-индикаторов гумидного климата, которые помогают контролировать

пролегание засушливых зон и, как увидим ниже, позволяют таким путем в некоторых случаях давать весьма достоверные, хотя и сложные очертания климатических поясов для отдельных периодов геологической истории.

При истолковании климатической зональности прошлых эпох весьма важно уверенно различать тропическую влажную зону от умеренных северной и южной. Обычно это делалось на основе учета биологических данных. Но Вегенером и Кепшеном (1926) был впервые указан другой, гораздо более надежный признак. Из существа атмосферной циркуляции вытекает, что *тропическая влажная зона всегда располагается между северным и южным аридными поясами; умеренные же зоны вне этих зон — к северу и югу от них*. Этот принцип и должен быть руководящим в данном случае; он был использован во всех моих предыдущих работах; он положен в основу и настоящего исследования.

Большой интерес при палеоклиматических реконструкциях вызывает пролегание экватора и соответственно — оси вращения Земли в древние геологические эпохи. Иногда вся работа геолога сводится, в сущности, к тому, чтобы решить эти задачи, как, например, было в недавних исследованиях Л. Б. Рухина. Надобно ясно представлять себе однако, что проведение экваториальной плоскости и оси вращения относительно современных экватора и полюсов всегда допускает *приблизительное, а не точное решение*.

При этом единственным способом найти это приблизительное решение является предварительное нахождение аридных полос — северной и южной. *Экватор всегда должен проходить в промежутке между ними, причем сами конфигурации аридных зон подскажут, как правильно найти это среднее положение экватора. Этот принцип должен быть для палеоклиматологических реконструкций незыблемым*. Подмена его оценками характера растительных сообществ или некоторых характерных органических форм всегда ведет к ошибкам и иногда к совершенно невозможным с климатологической точки зрения построениям.

Вышеизложенные принципы и были положены автором в основу построения составленных палеоклиматических карт. При этой работе были использованы частью сводки по углям, солям, железным, марганцевым, бокситовым рудам (Степанов, Страхов, Горецкий, Лотце, Бетехтин и др.), частью сводки по крупным регионам (Бубнов, Дю-Тойт, Вадиа, Дэвид, Кришнан, Ли и др.). Большую помощь оказали также статьи Ю. М. Шейшмана, и А. Б. Ронова, и В. Е. Хаипа.

При анализе палеоклиматических карт целесообразно идти не общепринятым путем — от древних эпох к современности, а обратно — от современности к древним временам, ибо при таком подходе мы движемся от известного к неизвестному и легче разберемся в специфике климатических условий прежних времен.

3. Климатическая зональность осадкообразования в кайнозое

Первым при ретроспективном обозрении климатов является четвертичный период с его своеобразными климатическими условиями. Несмотря на непосредственную близость к современному моменту, его климатическая зональность до сих пор рисуется в достаточно неясных формах. Давно установлено, что в северном полушарии четвертичное время отличалось резко увеличенным развитием ледников, которые покрывали тогда не только современную околополярную область, но еще обширные пространства в Сев. Америке, Европе и отчасти в Азии. Представление об этой внетропической ледовой шапке дает карта (фиг. 41). Вне материкового ледника во всех горных цепях северного полушария были сильно распространены горные ледники, спускавшиеся с гор до гораздо более низких высотных отметок, чем сейчас. Но отвечало ли такому развитию ледников на севере соответствующее

щее расширение ледников около южного полюса — в виде сплошной полосы льдов на околополюсных водах, или же оледенение было здесь слабо развито — остается до сих пор неясным. Достоверно лишь, что ни один из южных континентов (Южн. Америка, юг Африки, Австралия) оледенения материкового типа не имел.

Огромный интерес вызывает пролегание аридных зон в низких широтах, ибо оно должно дать ответ на вопрос о локализации экватора и полюсов. Данные по этому вопросу, к сожалению, весьма скудны; кое-где галогенные отложения все же встречаются. Так, соль и гипсы, содержащие четвертичные породы в небольшом развитии установлены в Палестине и в Египте, в 50 км к юго-западу от Александрии (Лотце, 1939). В Копетдаге давно обнаружены акчагыльские, т. е. раннечетвертичные, соленосные, даже калийсодержащие отложения в районе Узун-Су. При бурении в заливе Карабогаз-гол в последнее время были вскрыты три соленых горизонта, из которых по крайней мере один (или два?) могут относиться еще к плейстоцену. Наконец, в окрестностях Баскунчака еще в двадцатых годах были открыты гипсовые отложения бакинского времени (Семихатов и Страхов, 1929), а в самом озере Баскунчак бурением установлена мощная (около 200 м) толща загрязненной глиной каменной соли, по крайней мере частично относящаяся еще к четвертичному времени. Все эти находки, несмотря на их малочисленность, принципиально интересны тем, что укладываются целиком в рамки современной аридной северной полосы, в частности, ее Европейско-Африкано-Азиатского ареала. Имеются поэтому все основания считать, что по крайней мере северная аридная полоса в своей главной европейско-африкано-азиатской части непрерывно существовала и в четвертичное время, хотя возможно в уменьшенных размерах против современных. Существовала ли гораздо меньшая по размерам американская засушливая область в северном поясе, а равно и маленькие засушливые области южной аридной зоны — в Южн. Америке, Южн. Африке и Австралии — остается неясным. При обсуждении этого вопроса нужно иметь в виду, что в области низких широт, как раз на этих континентах, четвертичное время, по крайней мере в ледниковые эпохи, отличалось по общему признанию, резко выраженным плювиальным характером, т. е. обилием дождей. Не исключено поэтому, что небольшие по размерам засушливые ареалы южных континентов в плювиальное четвертичное время несколько меняли свой аридный характер, превращаясь, по крайней мере, в ледниковые эпохи, в ареалы семиаридные и даже гумидные, но с менее выраженным гумидным характером, чем соседние, собственно гумидные зоны. Подтверждением такого рода толкования, впервые высказанного Пенком и Бруксом, являются данные Е. Антевса (Antevs, 1952) по кайнозойским климатам Великого бессточного бассейна Сев. Америки, П. Серса и К. Клисби (Sears, Clisby, 1955) по Мексике, Р. Флинта (Elint, 1959) по экваториальной и Южн. Африке.

Если это так, то как же пролегал в ледниковое время экватор и как располагались полюсы, т. е. как была ориентирована ось вращения Земли? По этому поводу был высказан ряд гипотез, пока не получивших достаточного подтверждения. Не исключено, что некоторые отклонения экватора и оси вращения от современного их положения и имели место, но *они были настолько незначительны, что не отразились сколько-нибудь существенно на географическом размещении достоверно существовавших тогда семиаридных и аридных областей*, пространственно локализованных также, как теперешние аридные.

Таким образом, специфику четвертичной климатологии составляло не радикальное изменение общего плана климатической зональности против современного, но по-видимому, лишь общее значительное увлажнение, что отразилось в северном полушарии расширением ледников и их сполза-

нием в современную гумидную зону, в низких же широтах — усилением дождливости и резким сокращением размеров собственно аридных областей. Одновременно с этим имело место и общее похолодание, что доказывается сокращением теплолюбивых форм планктонных фораминифер в пелагических отложениях экваториальных областей Атлантического океана (Schott, 1935, 1952). Аналогичные изменения отмечены А. П. Жузе (1958) в составе диатомей Берингова и Охотского морей.

В настоящее время имеется ряд попыток количественной оценки понижения температуры для разных частей поверхности Земли в ледниковое время. Так, для вюрмского оледенения Великого бессточного бассейна Америки Е. Антевс (Antevs, 1952) указывает на понижение температуры на 2,5—3° С сравнительно с современной, в штатах же Техас, Луизиана и Флорида на 7,5°, а в штате Нов. Мексика даже на 10°. В Центральной Европе, вблизи ледника средняя годовая температура была на 6—10° ниже современной (Flohn, 1952). В экваториальной Африке, по Р. Флинту (1959), температура ледниковых эпох, судя по высоте тогдашней снеговой линии на Килиманджаро и других горах, была ниже современной приблизительно на 5°. И совершенно такое же понижение (на 5° С) установлено Ц. Эмилиани (Emiliani, 1955, 1958) для поверхностных вод экваториальной зоны Атлантического океана методом изотопной термометрии. «Таким образом, — заключает Флон, — мы приходим к понижению средней температуры поверхности Земли не на 10°, а самое большое на 5°» (Flohn, 1952, стр. 171).

Для определения типа климатической зональности кайнозоя решающее значение имеет, однако, зональность не четвертичного, а неогенового и палеогенового периодов, показанная на фиг. 42, 43. Сопоставляя эти карты одну с другой и с картой современных климатических зон, нетрудно убедиться в их удивительном *сходстве в главных решающих, основных чертах при расхождении в деталях*. В обоих случаях отчетливо вырисовываются как северный, так и южный аридные пояса, причем оба занимают географически те же участки, что и аналогичные им современные пояса, и состоят из тех же разобщенных ареалов, что и последние.

Рассмотрим несколько ближе обе палеоклиматические карты. В неогене на западе Сев. Америки обозначается небольшая область аридных условий, доказываемая нахождением каменной соли и гипсовых слоев то значительной, то малой мощности в миоценовых и плиоценовых отложениях штатов Невада, Калифорния, Айдахо, Уайоминг (Lotze, 1939, стр. 144—145). Ограничением ее на севере служат находения миоценовых бокситов в Орегоне, Вашингтоне и штате Монтана, на юге — бокситов в Гватемале и на островах Антильских (Ямайка, Гаити). Этот засушливый ареал полностью отвечает современной аридной области Великого бессточного бассейна, отличаясь от последней лишь деталями конфигурации; но воспроизвести в подробностях конфигурацию неогенового засушливого ареала мы пока не в состоянии по сумме имеющихся знаний. По Антевсу (1952), эта засушливая область еще не существовала в нижнем миоцене и стала зарождаться в среднем миоцене, достигнув в верхнем плиоцене размеров современной. Восточнее, в Старом свете, в неогене обрисовывается огромная вторая засушливая область, обнимающая юг Европы, Сев. Африку, Аравию и Центральную Азию (юг СССР, запад Китая и др.). Наличие в этой области аридных условий доказывается нахождением каменной соли во впадинах Эбро, Дуэро и Тахо (Испания), вдоль северного края Карпат (Калуш и др.), в Верхней Силезии и Сандомирских горах; южнее галогенные отложения известны в Галиции, Буковине, Молдавии и Валахии. С внутренней стороны Карпатской дуги мощные соляные и гипсовые слои обнаружены в миоцене Семигорья Трансильвании. В Италии к миоцену относятся накопления гипсов и солей в Пьемонско-Лигурийской

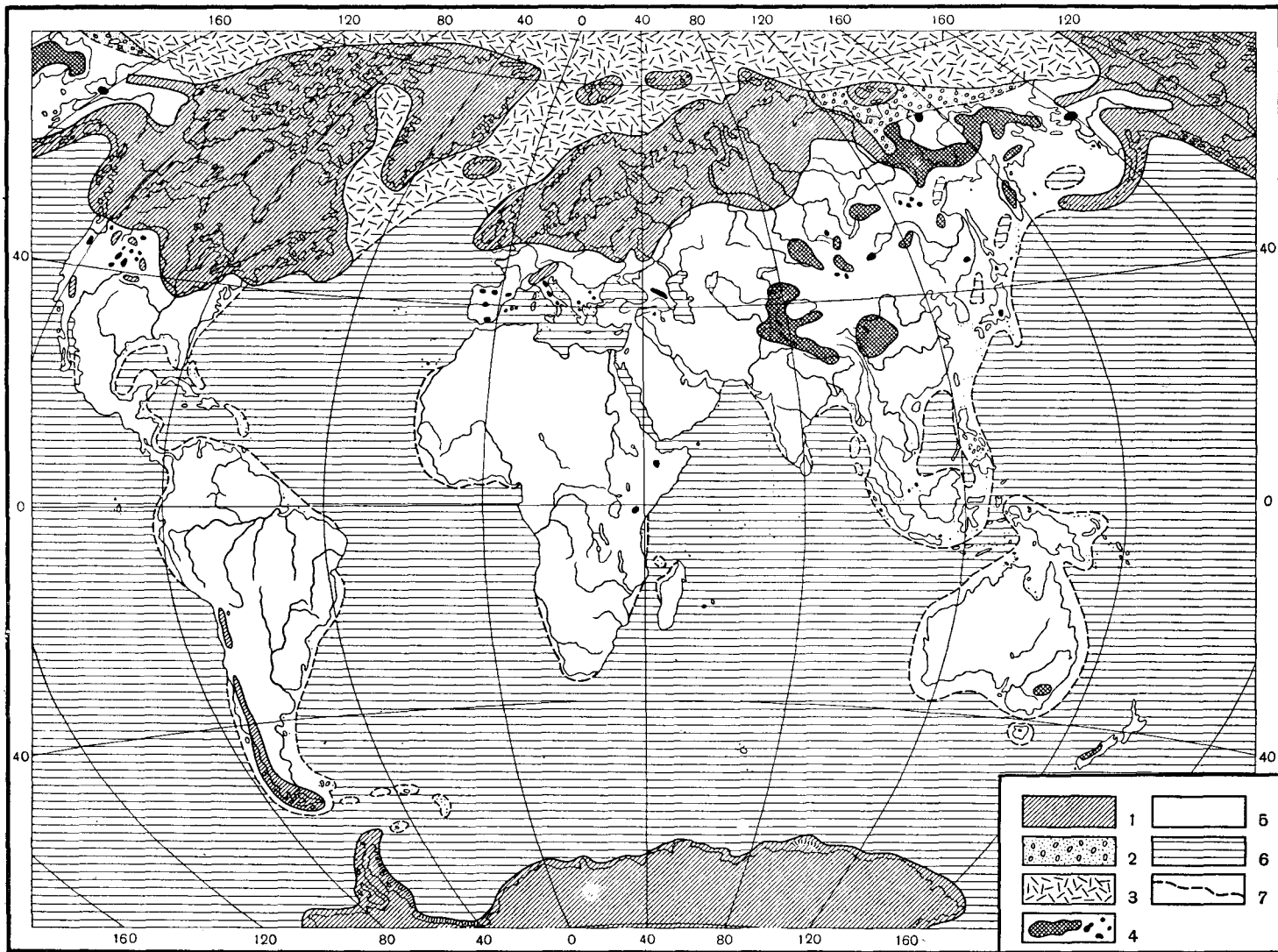
впадине, на адриатическом склоне Апеннин, в Тоскане, в окрестностях Рима, наконец — в Калабрии и Сицилии (здесь гипсы имеют мощность до 100 м и им подчинены месторождения серы). В плиоцене в Европе гипсообразование резко сокращается по площади, удерживаясь лишь кое-где в Испании, в Тоскане и в Албании.

В Африке гипсы миоценового возраста встречены в Алжире, Тунисе, и Сев. Египте, откуда протягиваются вдоль побережья Красного моря вплоть до 24° с. ш. На азиатской стороне Суэцкого залива гипсы также широко распространены, в частности на Синайском полуострове и южнее; к этому же времени относятся соляные месторождения Йемена. В плиоцене, в противоположность Европе, галогенные отложения в Африке по-прежнему развиты почти во всех названных районах.

В западной части Азии огромная полоса миоценовых гипсовых и отчасти галитовых отложений тянется от Сирии через Месопотамию до Персидского залива; по возрасту она отвечает предкарпатской галогенной серии. Северо-восточнее гипсовые и соляные месторождения встречены в Армении, Азербайджане, Иране (к югу от Каспия), на Каспийском плато, в Копетдаге, в межгорных депрессиях Тяньшаня (глауберит-галитовая формация В. К. Щербины), наконец — в Таримской котловине. По северной окраине аридной области гипсовые включения встречены в составе аральской свиты Тургайского плато.

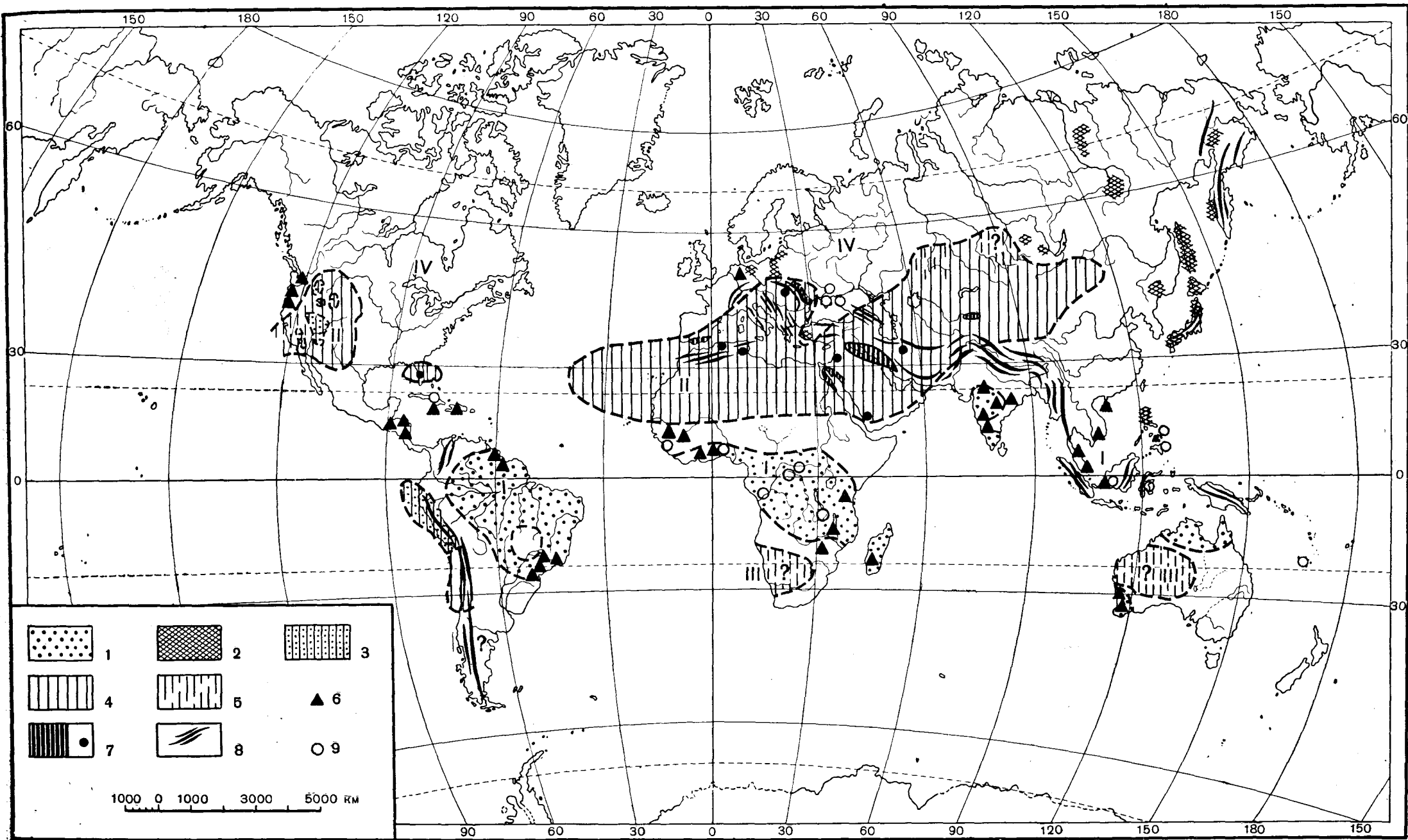
Всеми этими пунктами обрисовывается огромная неогеновая засушливая область Старого света, со всех сторон окруженная гумидными площадями. В Европе ограничением аридной площади являются миоценовые угленосные отложения Германии и Польши, восточнее — плиоценовый Керченский бассейн. В Азии северная граница определяется предсибирскими лигнитовыми месторождениями; восточная — угольными месторождениями полосы Сахалин — Владивосток — Южн. Япония, а также бокситами Индокитая, Суматры, Борнео; южная граница — обширным развитием латеритной коры выветривания в Южн. Америке, экваториальной Африке, Индии, Сев. Австралии, по возрасту относящейся, по крайней мере частично, к плиоцену. Во многих местах этой коры подчинены крупные месторождения бокситов и железных руд. При этом, как легко убедиться из рассмотрения карты, породы-индикаторы гумидных и аридных условий расположены обычно столь близко одни к другим, что границы аридной Европско-Африкано-Азиатской области проводятся достаточно надежно и могут при индивидуальной их трактовке смещаться лишь крайне незначительно и только в отдельных пунктах. Иначе говоря, *очертания и размеры неогеновой аридной области Старого света воспроизводятся достаточно достоверно*. В свете этого обстоятельства, особое значение приобретает тот факт, что очертания, размеры и локализация этой области в неогене *близко отвечают локализации, размерам и очертаниям современной засушливой области Старого света*, в чем легко убедиться из сопоставления неогеновой карты (фиг. 42) с картой типов современного литогенеза (фиг. 31). Главное отличие наблюдается лишь в Европе, где аридные условия в миоцене были продвинуты значительно севернее, чем сейчас. Однако уже в плиоцене этот выступ резко сокращается, почти исчезает, и ситуация еще больше приближается к современной. Такого рода местные отличия в пролегании границы аридной зоны в разные (даже близкие) моменты времени совершенно естественны; они вызываются изменениями в рельефе прилежащих территорий и никоим образом не снимают общего сходства в локализации и конфигурации современной и неогеновой аридных областей.

В Малой Азии мы находим другой пример локальных изменений в очертаниях засушливой зоны в разные моменты самого неогена. Так, в нижнем миоцене окрестностей Измира еще образуются угли; стало быть, Малая Азия в начале миоцена обладает еще влажным климатом (Степанов и



Фиг. 41 Карта максимального оледенения¹

1 — древнее материковое оледенение; 2 — фирновый лед (нетающий зернистый снег); 3 — пак (движущийся лед);
 4 — горные оледенения; 5 — части материков, не покрытые льдом; 6 — море; 7 — предполагаемые границы материка в антропогене



Фиг. 42. Климатическая зональность неогенового периода

1 — кора выветривания; 2 — угленосные отложения; 3 — красцветные толщи с гипсами; 4 — аридная зона; 5 — аридная зона, гипотетическая; 6 — галогенные отложения и выходы (точки); 7 — горные хребты; 8 — бокситы; 9 — руды. Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная

Миронов, 1937). Но в верхнем миоцене на разных участках Малой Азии (у Галиса, в Восточном Тавре, на юго-восточном и северном краях Ликаонской глыбы, в Пафлагонии; в Западной Мизии и других местах; Лотце, 1939) широко развиты соленосные и гипсоносные отложения; происходит, следовательно, аридизация Малоазиатского полуострова.

Все эти отличия во второстепенных деталях конфигурации, однако, не упраздняют того основного факта, что в целом в неогене обе аридные области, слагающие северную аридную зону (Северо-Американская и Европейско-Африкано-Азиатская), располагались на тех же местах, что и современные. Поскольку Атлантический океан в те времена уже существовал, надо думать, что в неогене, как и в современный геологический момент, они были разделены меридиально расположенным участком с гумидным климатом.

Значительно меньше данных об южной аридной зоне. Наличие ее достоверно устанавливается лишь в Южн. Америке, где в Перу в верхах миоцена и в плиоцене известны многочисленные местонахождения гипсов. В Южн. Африке и в Австралии достоверных следов неогеновых отложений вообще пока неизвестно. Обращает на себя внимание, однако, следующее важное обстоятельство: локализация неогеновой аридной области в Южн. Америке точно отвечает локализации ее в современный геологический момент. Если мы учтем, что и в северном полушарии современные и неогеновые аридные области совпадают, то станет совершенно очевидным, что принципиально (и вплоть до деталей) размещение аридных и соседних с ними гумидных поясов на всей поверхности Земли в неогене было сходно с локализацией их в современности. Иначе говоря, общий план циркуляции атмосферы в неогене был в своих главных решающих чертах близко сходен с общим планом атмосферной циркуляции в настоящее время. Отсюда с неизбежностью следует, что на юге Африки и во внутренних частях Австралии в неогене господствовали аридные условия на тех же в общем площадях, что и в современный геологический момент.

Итак, из набора современных климатических поясов (и отвечающих им типов литогенеза) мы не обнаруживаем пока в неогене достоверных следов лишь северной и южной ледовых областей. Все же другие пояса — северный умеренный влажный, северный аридный, тропический влажный, южный аридный, южный умеренный влажный — располагались на тех же местах, что аналогичные им современные, и обладали весьма близкими размерами и очертаниями. Отсюда с неизбежностью вытекает, что экватор, ось вращения Земли и полюса северный и южный также локализовались практически там же, где они располагаются сейчас. Отклонения их от современной ситуации достоверно неуловимы и если имели место, то в пределах единиц градусов, не свыше 5—6°.

Климатическая зональность палеогенового периода изображена на фиг. 43. Отметим прежде всего обилие точек, в которых фиксируется нахождение пород-индикаторов гумидных и аридных условий, и часто близкое их соседство, что позволяет считать палеоклиматическую зональность палеогенового времени установленной достаточно достоверно. Мы не будем подробно перечислять отдельные местонахождения аридных или гумидных отложений, — они достаточно хорошо видны на карте, а ограничимся лишь общим обзором локализации климатических зон.

Нетрудно убедиться, что локализация эта достаточно сходна с той, какую мы видели только что в неогене. Северная аридная зона представлена тремя разорванными ареалами. Первый находится на крайнем западе Сев. Америки и доказывается наличием мелких, но многочисленных прослоев гипсов в палеогеновых отложениях штата Калифорния и в восточной части штата Арканзас. Второй ареал расположен восточнее и демонстрируется пластами гипсов в палеоцене и эоцене штата Флорида.

Между этими ареалами располагаются эоценовые месторождения углей в Мексике, близ границы со штатом Техас, и, таким образом, засушливые участки заведомо отделены один от другого.

Восточнее тянется, как и в неогене, огромная Европейско-Африкано-Азиатская аридная область, локализованная аналогично одноименной неогеновой. Общие размеры и конфигурация сопоставляемых аридных областей весьма сходны. Отличия выступают лишь на отдельных участках. На северо-западе в палеогене аридная зона образует крупный выступ в области Испании и Франции, доказываемый наличием гипсов в эоцене Англо-Парижской котловины и солей в Рейнском грабене. Зато восточнее, в области Альп, Динарских гор, Кавказа, аридная зона значительно отгибается к югу, что устанавливается наличием бокситов в Альпах и на территории Венции, Румынии, Югославии, бокситов и Mn-руд в Никополе, эоценовых углей на Азово-Подольском выступе, Чиатурских Mn-руд на Кавказе и на Мангышлаке. Конфигурация аридной зоны в неогене в этих местах имела иной вид: граница ее далеко продвигалась на север в области Альп, динарид и на Кавказе и отгибалась к югу на крайнем западе Европы. Нужно заметить, однако, что северный выступ палеогеновой аридной зоны на крайнем западе Европы не был постоянным по размерам, но испытывал заметные колебания. Так, в самом начале палеогена (палеоцен — нижний эоцен) в Тунисе отлагались местами гипсы: в среднем же эоцене железные руды (близ Гафсы), и, стало быть, климат стал влажным. Позже для этой территории опять характерны засушливые условия. Аналогичные изменения прослеживаются на юго-восточной границе аридной области, в Индии. «В начале эоцена,— пишет Ю. М. Шейнман (1954),— накопление углей отмечается для всей территории предгорной части Гималаев. В Пенджабе, Соляном кряже, Потваре, Хазаре, Кашмире, в предгорьях Гималаев, Симлы и Кумаона развиты угли и железные руды этого времени. В Кашмире известны крупные месторождения бокситов. В Восточном Белуджистане и в горах Синда нижнему эоцену подчинены углистые сланцы. Только на юге Синда появляются гипсы, намечающие здесь район сухого климата. Влажная зона нижнего эоцена в предгорьях Гималаев, однако, не была вполне постоянной. Кое-где на короткое время наступали другие условия. О них говорит легкая гипсоносность слоев, залегающих выше железных руд в западной части Соляного Кряжа, и более древних, чем нижнеэоценовые угли этого района» (1954, стр. 40). На восточной окраине палеогеновой Европейско-Африкано-Азиатской аридной области ее специфику составляет гораздо большее продвижение на восток сравнительно с областью неогеновой. «Эоцен Китая,— по словам Ю. М. Шейнмана,— дает особенно много для выделения аридной зоны. Гипсоносная (красноцветная) свита Куяунь в Ганьсу и Нинься, гипсы северной и центральной Хунани и Северного Хубея позволяют с несомненностью выделить большую сухую область. С севера к ней примыкает район таких же красноцветных пород Монголии, для которых нет основания предполагать даже наличие умеренного влажного климата. Если здесь не было пустынь, то во всяком случае климат был достаточно сухим. К югу от области развития эоценовых гипсов в Южном Китае широко развиты красноцветные породы, не несущие никаких следов влажного климата. Эта область, таким образом, соответствовала современным саваннам» (1954, стр. 39).

Описанные частные отличия в конфигурации палеогеновой Европейско-Африкано-Азиатской аридной области от одноименной неогеновой все же не упраздняют их близкого сходства в основных решающих чертах, как по очертаниям, так и по географическому положению на лике Земли.

К аналогичному выводу приводит изучение следов южной аридной зоны. В палеогеновое время мы улавливаем достоверное ее наличие в двух

местах: на крайнем западе, в Южн. Америке, и на крайнем востоке, на о. Новая Каледония. В Южн. Америке гипсоносные отложения на Андийском побережье известны из среднего эоцена и олигоцена Перу; гипсы встречаются также и в палеогеновых отложениях Колумбии (Лотце, 1939, стр. 144). В эоценовых отложениях Новой Каледонии также установлены гипсы. И тот и другой пункты строго отвечают локализации южной аридной полосы в неогене; едва ли можно поэтому сомневаться в наличии в палеогене аридных ареалов также и на юге Африки и во внутренних частях Австралии.

Между северным и южным засушливыми поясами в палеогене пролегла тропическая зона, доказательствами наличия которой являются месторождения углей и бокситов в Южн. Америке, Индии, Индонезии и Вост. Австралии.

В свете изложенных данных становится несомненным, что *общая климатическая зональность палеогеновой эпохи была в основных решающих своих чертах той же, что в неогене и в современный момент; различия касались лишь деталей и легко объясняются различиями в конкретных очертаниях континентов и морей и в рельефе сухопутных участков* (Страхов, 1948). Это означает, что пролегание экватора, а также ориентировка оси вращения Земли и локализация южного и северного полюсов в палеогене были практически неотличимы от пролегания экватора и оси вращения в неогеновый период и в современный момент.

Обобщая, можно поэтому считать, что *в течение всего кайнозоя — от начала палеогена до настоящего времени — климатическая зональность на поверхности Земли была ориентирована по одному общему плану, удерживающемуся и донныне; очертания и размеры одноименных зон от одной эпохи к другой изменялись лишь в деталях.*

Постоянство в пролегании климатических поясов в кайнозое, однако, еще отнюдь не означает, что климаты этой эры отличались постоянством также и по их среднегодовой температурной характеристике и по степени своей гумидности. Напротив, имеются ясные следы заметных колебаний обоих этих показателей от одной эпохи кайнозоя к другой. Мы только что видели признаки ясной общей гумидизации и похолодания климата в четвертичное время. В неогене, исходя из необычайного сходства в размерах и пролегании климатических поясов, а также из локализации такой чувствительной к температурно-гумидному фактору породы, как бокситы, можно полагать, что климатические условия и по температурному режиму и по влажности были близки к современным, быть может с некоторым усилением засушливости. Особенно ясно это сказывается в миоцене, когда аридная зона в Европе заметно продвинута к северу против современной. Но наиболее ярко проступают признаки общего потепления в эоцене. В пользу этого говорит широкое, а главное «аномальное» развитие бокситов. Они локализованы в это время не только собственно в тропической зоне, как сейчас и в неогене, но и на площади современных умеренных зон, к северу и югу от аридных поясов. Особенно отчетливо это наблюдается в Европе и Азии. В Европе в это время бокситы и кора глубокого химического выветривания возникают в Ирландии, на 55° с. ш.; восточнее они образуются в Италии, Венгрии, Боснии, на Украине и — после перерыва — на Урале и в Зап. Сибири на том же 55° с. ш., а на Сибирской платформе даже под 65° с. ш. близ устья Енисея. Эта широкая, почти непрерывная полоса бокситообразования к северу от северной аридной зоны, т. е., по существу, в современной области умеренного климата, как-то не привлекала до сих пор внимания исследователей. А между тем она ясно указывает на повышение температуры в этой области, а также, вероятно, и на некоторое повышение увлажнения. Аналогичное явление отмечается и в южном полушарии, в частности в Австралии и в Тасмании, где бокситы в эоцене воз-

никали в умеренной зоне, к югу от южной аридной области. Последнее обстоятельство особенно важно, ибо оно исключает толкование бокситовых аномалий как чего-то локального, зависящего от местных условий, но заставляет говорить об общем потеплении всей поверхности Земли в целом. Правильность такого толкования подтверждают данные палеофлористики. На карте (фиг. 43) воспроизведена граница, отделяющая по А. Н. Криштофовичу (1946), тропическую флору от флоры умеренного типа. Как видим, она лежит далеко к северу от современной границы тропической растительности и тем самым свидетельствует в пользу высказанного выше предположения об общем потеплении земной поверхности в эоцене. Но для палеоцена имеются указания противоположного характера. Фауна палеоценовых морей Европы рассматривается палеонтологами как относительно холодолюбивая. С этим обстоятельством хорошо увязывается широкое развитие кремнистых опоковых пород, развитых за счет скелетов диатомей в Поволжье, Заволжье и особенно в Зап. Сибири. Наконец, в разрезе палеоценовой марганцевой толщи Сев. Урала (с. Полуночное) имеются явные следы разноса плавающими льдами берегового припая галечно-песчаного, вмержшего в них материала с образованием совершенно несортированных, невыдержанных по простираению прослоев грубых песчано-галечных пород, совершенно аналогичных галечно-песчаным прослоям среди тонкозернистых отложений современного Охотского моря. Все это согласно свидетельствует о временном похолодании самого начала кайнозоя.

Итак, за 55 млн. лет кайнозоя, при сохранении одного и того же общего плана климатической зональности, температура (и очевидно влажность) климатов явно не оставалась постоянной, но менялась от одной эпохи к другой. После некоторого похолодания палеоценового времени наступает резкое потепление эоценовой эпохи, сильно раздвигающее границы тропической флоры и бокситообразования. В неогеновый период опять идет волна прогрессивного похолодания, приводящего в конце концов к возникновению ледниковой четвертичной эпохи. Современное состояние климатов, вероятно, следует рассматривать как одно из межледниковий.

Ц. Эмилиани (1956) в трех длинных колонках глобигериновых илов из экваториальной области Атлантического океана, вскрывших отложения миоцена и олигоцена, удалось установить изотопным методом абсолютные величины температур поверхностной океанической воды. Результаты оказались следующими (табл. 31).

Таблица 31

Средние температуры миоцена и олигоцена в экваториальной зоне сравнительно с современными

№ колонки	Возраст	Средняя t , °С	Современная средняя t августа, °С	Разница, °С
234	Нижний — средний миоцен	22,8	26,5	-3,7
A 164—30	То же	24,1	28,0	-3,9
A 167—22	Средний олигоцен	28,3	28,0	+0,3

Таким образом, средняя температура экваториальных океанических вод в среднем олигоцене была в точности такой же, как и сейчас, в миоцене же несколько меньшей. Характерно отсутствие периодических колебаний ее, подобных тому, какие имели место в четвертичное время.

Заканчивая характеристику климатического режима кайнозоя, нельзя пройти мимо одной недавно вышедшей работы, которая освещает особен-

ности его совершенно иначе, чем это было выше изложено. Я имею в виду статью Л. Б. Рухина «Климаты прошлого», опубликованную в 1955 г. (выводы ее повторены в работе 1959 г.).

Как видно на картах, приложенных к статье Л. Б. Рухина (1955), локализация экватора в неогене была заметно иной, чем сейчас: плоскость его была смещена на север относительно современной плоскости примерно на 23° , касаясь параллелей тропиков Рака и Козерога; в палеогене смещение было еще значительнее, приблизительно под углом 45° к современной плоскости экватора. Экватор в эоцене проходил через полуостров Бретань и Париж.

В свете материалов, показанных на наших картах (фиг. 42, 43) и разобранных на предыдущих страницах, не может быть сомнений в ошибочности взглядов Л. В. Рухина. Мы имеем все основания утверждать, во-первых, что экватор неогенового периода располагался там же, где он находился в палеогене; во-вторых, что и в неогене и в палеогене положение экваториальной плоскости было одинаково с ее положением в настоящей геологической момент (конечно, в пределах доступной сейчас точности оценок). Неестественность и невозможность построений Л. Б. Рухина явствуют из того, что в неогене, например, принимаемый им экватор проходит по реально существовавшей тогда северной аридной зоне, а влажная тропическая и южная аридная зоны оказываются по одну сторону от экватора, а именно к югу от него. Для палеогена ситуация еще хуже: обе реально существовавшие тогда аридные зоны и разделяющая их тропическая влажная оказываются по одну сторону от принимаемого автором «экватора», а именно — к югу от него; к северу от «экватора» аридные зоны отсутствуют целиком. Причина ошибок заключается в том, что Л. Б. Рухин пренебрег выявлением аридных поясов по литологическим данным и тем самым лишил себя объективных критериев для отыскания места экватора на карте. Он слишком положился на данные палеофлористики и палеонтологии морских организмов. Изображенное им место экватора на поверхности Земли есть, в сущности, не что иное, как перевод на графический язык словесных характеристик, данных эоценовой флоры Зап. Европы А. Н. Криштофовичем. Некритически отнесясь к этим характеристикам и не проверив их литологическими данными, Л. Б. Рухин, естественно, дал неверную реконструкцию климатологии неогена и палеогена.

4. Климатическая зональность осадкообразования в меловой и юрской периоды

Фактических данных, позволяющих реконструировать климатические зоны мезозоя, меньше, чем для палеогена и неогена, но все же их достаточно для достоверного решения интересующего нас вопроса.

На фиг. 44, изображающей климатическую ситуацию верхнего мела, мы видим уже знакомую по предыдущему картину.

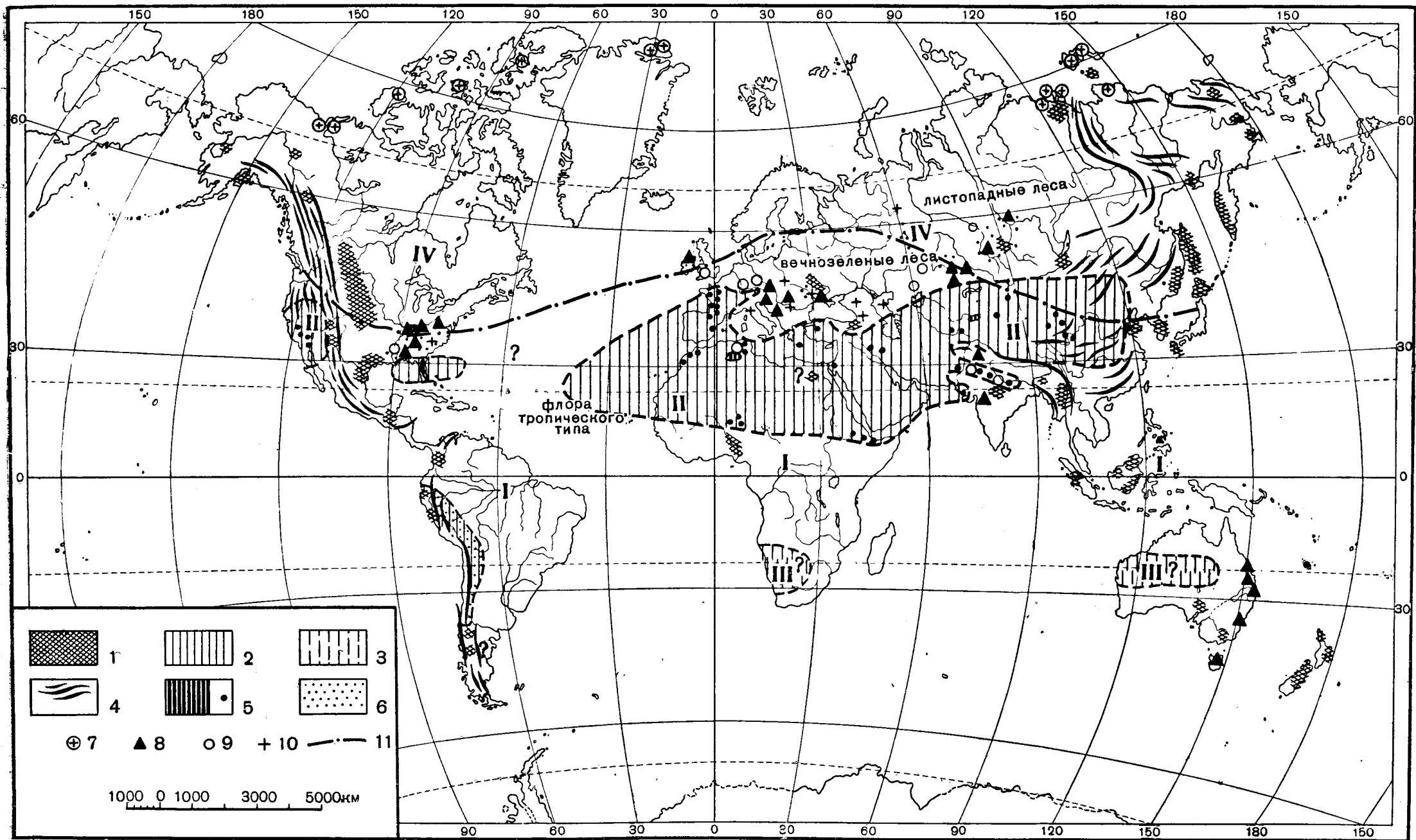
Четко вырисовывается, прежде всего, северная умеренная влажная зона, охватывающая большую часть Сев. Америки, почти всю Европу и северную часть Азии. Она доказывается огромной полосой угленосных отложений конца Sr_2 в США и в Канаде, возникших в предгорном прогибе в связи с ларамийским орогенезом в Скалистых горах; южнее полоса эта продолжается углями Мексики. Несколько восточнее, на площади Аппалачей, в основании Sr_2 располагается континентальная железорудная формация Тускалуза. В Европе к верхнему мелу относятся: небольшое, но важное принципиально угольное месторождение Фюво, на юге Франции (к северу от Марселя), бокситы в Италии и Боснии, туронские угли в Болгарии, к западу от Бургаса, хоперские железные руды. Еще восточнее, вдоль Урала, протягивается полоса железорудных месторождений Мугая, Аята и

р. Лозвы, параллельно которой по восточному борту Западно-Сибирской низменности располагается недавно открытая зона нарын-колпашинских железных руд. На крайнем востоке Азии существование северной умеренно-влажной зоны доказывается угольными месторождениями Японии, Сахалина и низовьев р. Лены.

К югу от влажной полосы следует северный аридный пояс. Правда, на территории Сев. Америки, по Крумбейну (Krumbein, 1951), до сих пор верхнемеловых галогенных отложений пока не установлено, но имея в виду, что и в палеогене и в нижнем мелу аридный ареал здесь достоверно существовал (см. фиг. 43, 45), можно полагать, что и в верхнемеловое время он также был развит в той или иной форме. Это допущение подтверждается обнаружением глубокими буровыми скважинами на полуострове Флорида толщи доломитов и ангидритов в осадках $Сг_2$ (Ирдли, 1954). На карте поэтому аридный ареал условно показан по типу палеогенового. Наличие Европейско-Африкано-Азиатской аридной области доказывается уже галогенными отложениями или красноцветами аридного типа в ряде мест. В Европе небольшие прослой гипса встречаются в самых верхних горизонтах $Сг_2$ Испании. В Африке отложения гипсов и частью солей протягиваются по северному краю Сахары, начиная от Дакара на западе до Красного моря на востоке, приурочиваясь частью к основанию сеномы (на западе), частью к турону (Алжир) и сенону (Алжир, Тунис, побережье Красного моря). Еще восточнее следуют гипсы на Синайском полуострове, в Палестине, Сирии и Аравии (турон, сенон), в Фергане и Таджикистане (турон, сенон), в Ираке (верхи сенона). «В Казахстане, — по Ю. М. Шейнману, — красноцветные породы указывают на северное ограничение аридной области — здесь нет типичных аридных осадков. Красные породы продолжаются в Гоби и Сикал... Здесь уже в середине мелового периода отлагаются слои Джадахта и позже Ирен-Дабасу. По мнению изучавших их американских палеонтологов, они, несомненно, пустынное или полупустынное образование. В пределах Ордоса, Тапашаня и севера Сычуани, а также центральной Хэнани — отлагаются гипсы. Гипс и соль известны в Хупани к югу от Янцзы. На всей остальной площади Китая верхнемеловые осадки окрашены в красный цвет и, по-видимому, могут служить указателем засушливого климата. Только вблизи Печилийского залива в них имеются остатки растений. Южнее Тонкина — в Лаосе и Аннаме, в меловых красноцветных породах имеются соль и гипс» (Шейнман 1954, стр. 39). Всеми перечисленными данными обрисовывается огромная широтно протянувшаяся аридная область, близко отвечающая аналогичным областям кайнозоя. Значительно скуднее данные по южнее расположенным климатическим зонам.

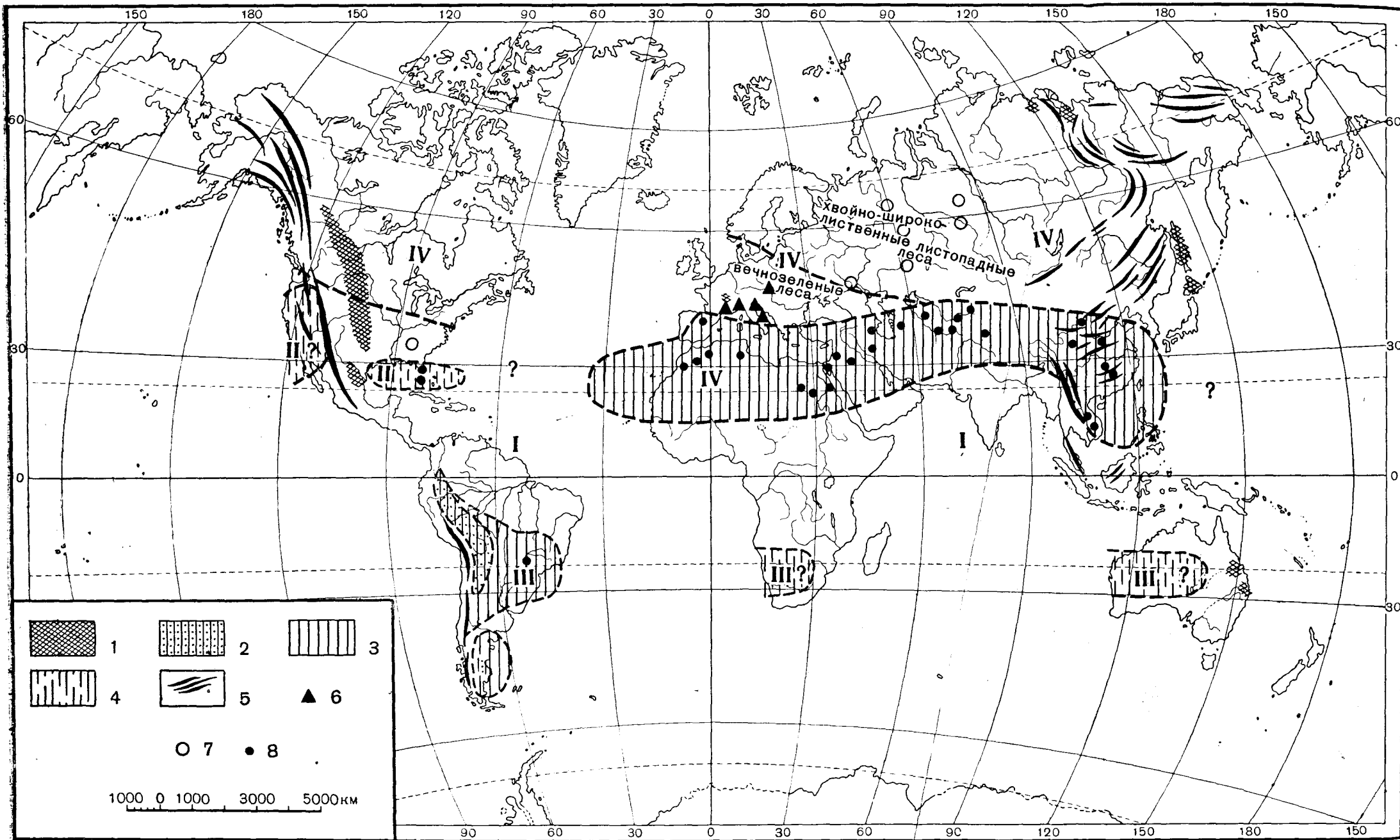
Для установления тропической влажной зоны фактических данных пока нет совсем; тем не менее мы уверенно принимаем ее существование на тех же широтах, что и в кайнозое, так как южнее обнаруживаются достоверные следы южного аридного пояса.

Мы находим их, в частности, в Южн. Америке. Здесь на огромном расстоянии от Кордильер Сев. Аргентины через плоскогорье Боливии, по восточному склону Перуанских Кордильер вплоть до Колумбии протягивается верхнесенонская формация Пула, возникшая после складчатости середины сенона. Это мощный комплекс конгломератов, бурых песчаников и глин, которым подчинены мощные слои гипсов и соли у подножия восточных склонов Кордильер от Перу до Эквадора. Восточнее этой полосы верхнесенонские отложения содержат гипс у Эвере в долине р. Амазонки и в области Пара (в Бразилии). Этими находками очерчивается обширная засушливая область в центральной части Южн. Америки, близко отвечающая современному чилийскому ареалу, но больше него и резко сдвинутая на восток. В высшей степени интересно, что впервые обнаруживаются следы



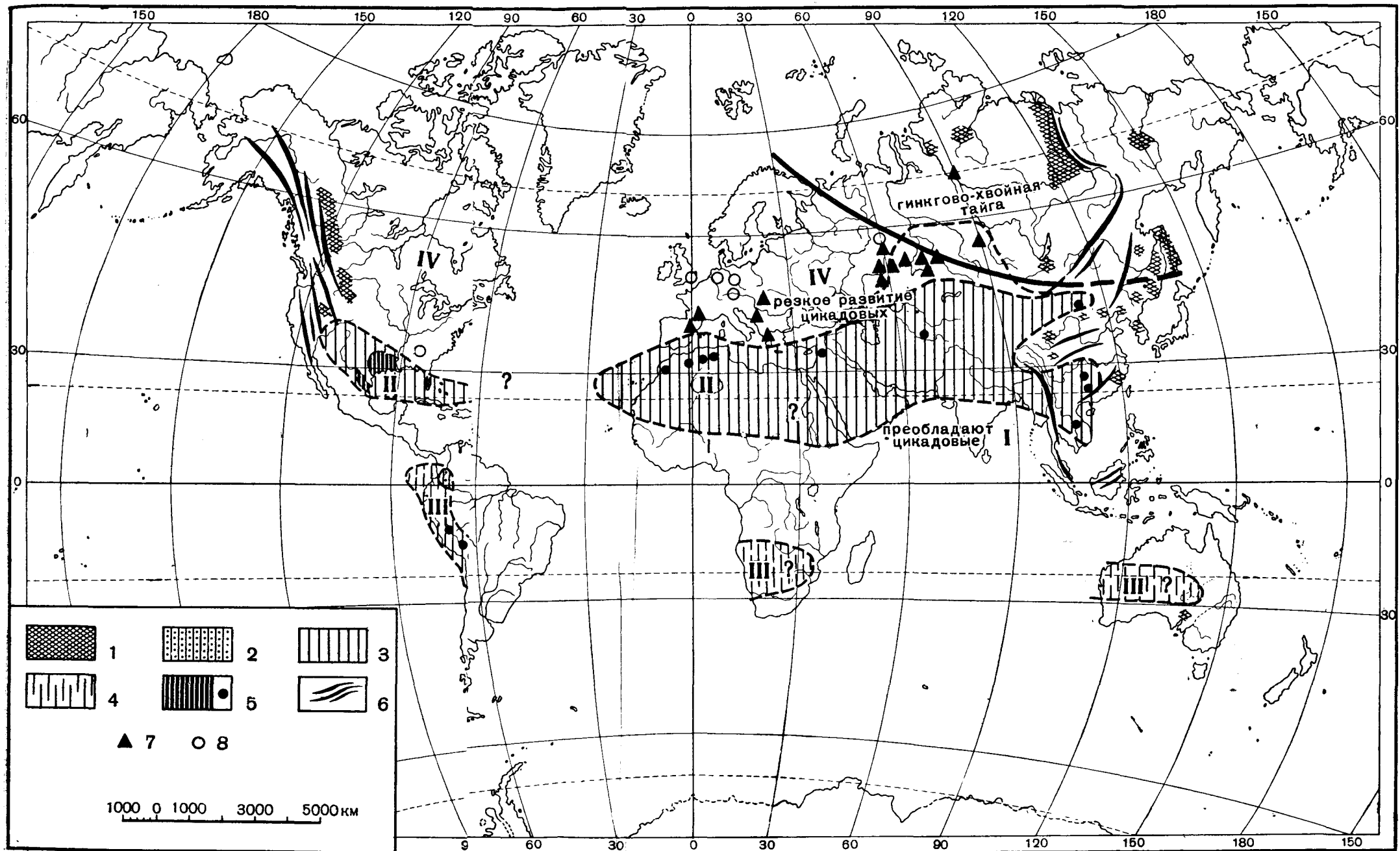
Фиг. 43. Климатическая зональность палеогенового периода (главным образом эоцена)

1 — угленосные отложения; 2 — аридная зона; 3 — аридная зона гипотетическая; 4 — горные хребты; 5 — галогенные отложения и выходы (точки); 6 — кора выветривания; 7 — бокситы; 8 — Fe, руды; 9 — Mn-руды; 10 — граница тропической и умеренной флор; 11 — находки холодолюбивых флор. Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная



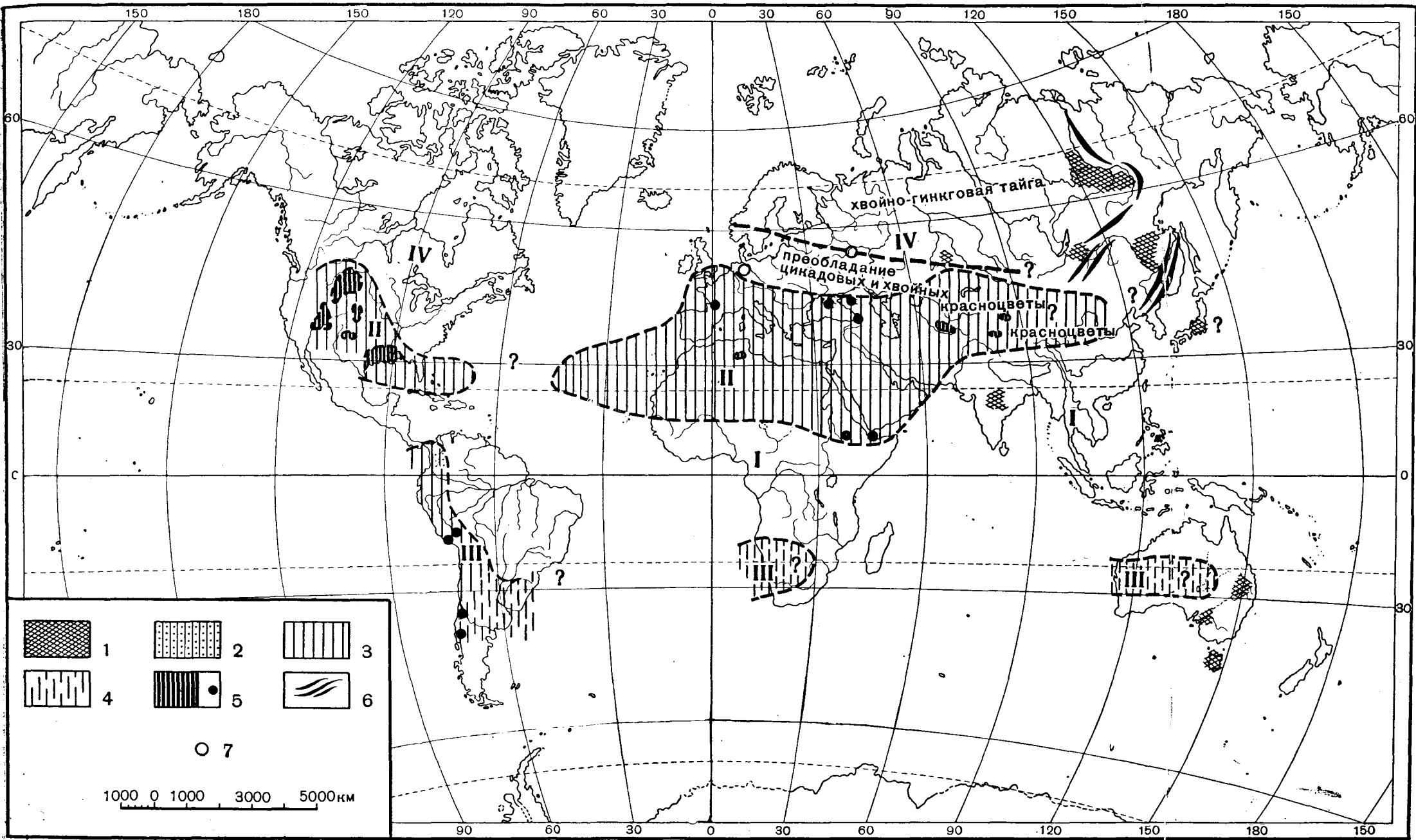
Фиг. 44. Климатическая зональность верхнемеловой эпохи

1 — угленосные отложения; 2 — красочветные толщи с гипсами; 3 — аридная зона; 4 — аридная зона гипотетическая; 5 — горные хребты; 6 — бокситы; 7 — Fe-руды; 8 — гипсы.
 Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная



Фиг. 45. Климатическая зональность нижнемеловой эпохи

1 — угленосные отложения; 2 — красочетные отложения с гипсами — аридная зона; 3 — аридная зона, гипотетическая; 4 — гипотетическая аридная зона; 5 — галогенные толщи и выходы (точки); 6 — горные хребты; 7 — бокситы; 8 — Fe-руды.
 Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная. Пунктирная граница засушливой зоны на площади Западно-Сибирской низменности указывает область расия здесь засушливых условий — красочетные отложения, иногда с гипсом в неокме



Фиг. 46. Климатическая зональность верхнеюрской эпохи

1 — угленосные отложения; 2 — красноцветные отложения с гипсами; 3 — площади аридного климата; 4 — площади аридного климата, гипотетические; 5 — гипсовосные и соленосные отложения; 6 — горные хребты; 7 — Fe-руды. Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная

и самого южного из южноамериканских аридных ареалов — Патагонского. Он доказывается наличием на территории Патагонии гипсов в красноцветных отложениях верхов Cr_2 по нижнему и среднему течению р. Хубут (Субут) и на побережье Атлантического океана. Отмечая наличие здесь галогенных отложений, Ф. Лотце указывает, что «галогенный характер этих отложений выражен здесь все же гораздо слабее, чем в северных Штатах» (Лотце, 1939, стр. 141).

Находка эта представляет выдающийся интерес не только для палеоклиматологии верхнего мела, но и кайнозоя, ибо заставляет допускать, что патагонийский аридный ареал существовал и в палеогене и в неогене, но отвечающие ему галогенные отложения либо не сохранились от последующего размыва, либо по каким-то причинам фациального характера не отлагались.

Для палеоклиматической зональности верхнего мела южноамериканские данные важны также потому, что ставят вне сомнения существование всего южного аридного пояса в целом, т. е. существование аридных ареалов и в Южн. Африке и во внутренних частях Австралии.

Чрезвычайно интересны попытки определения абсолютных температур верхнего мела изотопным анализом кислорода ростов белемнитов. Недавние исследования Д. П. Найдина, Р. В. Тейс и М. С. Чупахина (1956) показали, что в сантоне средняя температура на широте Аральского моря была 22° , а на севере Западно-Сибирской низменности (г. Сыня) всего $13,3^\circ$; это «скорее всего свидетельствует о принадлежности этих районов к двум различным климатическим поясам» (стр. 33). Напомню, что современная средняя температура года на широте Аральского моря около $+10^\circ C$, а на широте г. Сыни всего 0° ; таким образом, годовые изотермы на указанных местах в верхнемеловое время были далеко сдвинуты на север сравнительно с современными. По данным Лоуэнштамма и Эпштейна (Lowenstamm, Epstein, 1954) для Сев. Америки и Зап. Европы намечается постепенное повышение температуры в течение сеноманского и туронского веков, достижение максимальных значений в коньяк-сантоне и затем постепенное снижение температур в кампан-маастрихтское время. Аналогичный ход событий обнаружен Найдиным, Тейс и Чупахиним на материале Русской платформы. В то же время абсолютные значения маастрихтских температур Русской платформы ниже температуры для маастрихта Зап. Европы. «Так, для верхнего маастрихта Дании указываются температуры $15,4-16,5^\circ$, а верхнемаастрихтские формы Русской платформы показали температуру $13,3^\circ$. Значения нижнемаастрихтских температур для Зап. Европы: $15,6$; $17,6$ и $17,7$, а для Русской платформы: $13,3^\circ$ (три измерения), $14,9$ (два анализа) и $17,1$ (один анализ). Таким образом, — заключают цитируемые авторы, — намечается общее понижение температуры в маастрихтское время при движении с запада на восток» (стр. 29), что отвечает и современному положению вещей. Эти тонкие детали реконструированного древнего климатического режима чрезвычайно его оживляют, показывая как черты сходства с современностью, так и признаки различий.

Климатические зоны нижнего мела, изображенные на фиг. 45, столь схожи с только что описанными зонами верхнего мела, что останавливаться на их детальной характеристике едва ли стоит. Отметим только, что в северном поясе вновь документально доказывается наличие северо-американского ареала, «исчезнувшего» было в верхнем мелу. Европейско-Африкано-Азиатская аридная зона явно отодвигается своим восточным краем от побережья материка, а северным краем уходит из Европы и вообще кажется более обширной, чем в верхнемеловое время, что, впрочем, может быть обусловлено недостаточностью данных для ее оконтуривания. Отметим также широкое распространение ант-альбских бокситов на пло-

щади к северу от северной аридной зоны, т. е. там же, где мы их видели в эоцене, и примерно до тех же северных широт. Но в неокоме на территории Западно-Сибирской низменности аридные красноцветные отложения (по К. В. Боголепову) протягиваются далеко на север.

В верхнеюрское время климатическая зональность, все еще сохраняя прежний характер, показывает ясные отличия от зональности нижнего мела в сторону расширения аридных поясов (фиг. 46). Следы аридных областей улавливаются в разных местах. В США аридный ареал достигает 50° с. ш. и отличается обилием и большими площадными размерами галогенных отложений, протянувшихся от штата Висконсин до побережья Мексиканского залива; отсюда аридный ареал заведомо тянулся на большее или меньшее расстояние на восток.

В Европе галогенные отложения конца J_3 встречены не только в Испании, но и в Сев. Германии (Ганновер) и в Южн. Англии. В Африке гипсы и соли спускаются до 10° с. ш. (Абиссиния, Сомали). В Южн. Америке они тянутся от 8° с. ш. до 40° ю. ш. Короче говоря, *никогда еще достоверные границы аридных зон за весь кайнозой и мезозой не раздвигались столь широко, как это было в верхнеюрскую эпоху, особенно к концу ее.* Похоже, что эпоха мальма была эпохой максимальной аридизации климата за весь альпийский этап.

Совершенно иные черты были присущи климатической зональности лейаса и доггера (фиг. 47). Как известно, отложения углей и железных оолитовых гидрогетит-шамозит-сидеритовых руд в это время необычайно широко развиты в Европе и Азии. Находки гипсов в пределах этой области единичны и сосредоточены только в Африке; на севере гипсы локализованы в Южн. Тунисе, причем относятся к самым верхам доггера; на юге доломиты и гипсы известны из области Голубого Нила (Горная Абиссиния) и принадлежат лейасу. Резкое реальное сокращение Европееко-Африкано-Азиатской аридной области в $I_1 - J_2$, сравнительно с тем, что мы видели в последующие эпохи, несомненно. В Сев. Америке взамен многих площадей галогенных отложений обнаруживается лишь единственная, что заставляет принимать уменьшение аридного ареала и здесь. Наконец, от областей южного аридного пояса вообще никаких следов не сохранилось. Едва ли это означает их реальное отсутствие, но, несомненно, указывает на их меньшее развитие по сравнению с последующими эпохами.

Таким образом, имеются все основания считать, что *эпохи лейаса и доггера были временем резко выраженной и повсеместной на поверхности Земли гумидизации климата и сильного расширения гумидных зон за счет аридных.* Едва ли случайно поэтому, что именно от этой эпохи, по наблюдениям В. П. Петрова (1948), сохранилось наибольшее количество кор выветривания. Резкая общая гумидизация климата эпох лейаса и доггера отразилась и на общей монотонности, нивелированности состава наземного растительного мира, в котором различия ботанико-географических провинций весьма приглушены и сами эти провинции выделяются с трудом (об этом ниже, том II, гл. V).

Удивительно, как резко контрастируют климатические условия двух соседних эпох: *нижне- и среднеюрские эпохи были одними из наиболее гумидных эпох в истории альпийского этапа, верхнеюрская же — эпохой наиболее резко выраженной аридизации.*

Юрским периодом кончается весьма длительный, почти в $130-140 \times 10^6$ лет, интервал, в течение которого с поразительным постоянством прослеживается один и тот же план локализации климатических зон на поверхности Земли, и именно тот план, который мы наблюдаем и в современный геологический момент. Все гумидные и аридные зоны постоянно находятся на одних и тех же местах, лишь изменяя в деталях свои очертания; при этом то гумидные площади разрастаются за счет аридных, то последние за

счет первых; впрочем и эти количественные изменения по большей части невелики и не всегда достоверны. Ясное расширение гумидных зон имело место только в четвертичный период и в эпоху лейаса и доггера; в первом случае оно сопровождалось резким увеличением площади северной ледовой области; во втором — такое явление не имело места. Значительное общее расширение ареалов аридных климатов произошло в верхнеюрскую эпоху.

Во все другие эпохи с удивительным постоянством сохранялась одна и та же климатическая ситуация, сходная с современной. Сходство это было не только в общем пролегании гумидных и аридных зон, но и в том, что каждый аридный пояс разбивался на те же, что в современный момент, аридные ареалы, а последние были сдвинуты, как и сейчас, в западные части континентов и в прилегающие части океанов, тогда как восточные области были заняты гумидными площадями.

Но сходство в пролегании засушливых и гумидных ареалов заставляет допускать, что и ориентировка в пространстве экваториальной плоскости, а также оси вращения Земли, на всем протяжении времени от начала юры до современного момента также были принципиально сходны, одинаковы. Отклонения экваториальной плоскости по широте от современной не могли быть больше ± 5 — 6° ; по долготе апикальные точки могли мигрировать в большом интервале — до $\pm 15^\circ$. Реальные отклонения были, вероятно, гораздо меньше. Эта ограниченность смещений экваториальной плоскости и оси вращения, естественно, и обуславливала большую стабильность основных черт палеоклиматической картины в течение всего описываемого отрезка геологической истории.

Отметим еще одну своеобразную черту альпийского климатического плана. При сходстве с современным пролеганием экватора и локализации полюсов полярные ледовые области в этом плане как будто полностью отсутствуют в течение всего мезозоя и кайнозоя, исключая четвертичный период и современный момент. Во всяком случае достоверные следы северной и южной околополярных шапок до сих пор не найдены. А если учесть находки на высоких широтах остатков древесной растительности и углей в юре, мелу и палеогене, приходится думать, что этих шапок тогда и не было. И лишь в четвертичное время они развились с большой силой, уцелев в редуцированном виде и поныне.

Большой интерес вызывает вопрос о колебаниях температуры, общих для всей земной поверхности за меловой и юрский периоды. Для решения его, однако, почти нет данных. Известный интерес представляет только распределение бокситов.

В верхнем мелу мы имеем единичные находки бокситов севернее аридной зоны, а именно — в мелу Прованса и в Венгрии.

Между тем в нижнемеловых отложениях таких находок много и они доходят почти до тех же высоких широт (60° с. ш.), что и в палеогене. В верхней юре месторождений бокситов в северной зоне вообще нет; практически отсутствуют они здесь и в лейассе-доггере, несмотря на широкое распространение континентальных отложений. Не указывают ли эти любопытные колебания интенсивности бокситообразования в северной умеренной зоне на изменения общего температурного режима? В частности, не наблюдалось ли в верхнем мелу некоторого похолодания сравнительно с эоценом? И не восстановился ли в нижнем мелу температурный режим, сходный с палеогеновым? В юрское время, точнее в лейассе и доггере, было возможно новое похолодание. Все это, однако, пока лишь гипотезы, которые необходимо проверить в дальнейшем.

Л. Б. Рухин (1955) для мела (и мезозоя вообще) принимает экватор наклоненным под 45° к современному, что представляет такую же ошибку, что и его определения положения экватора в палеогене и неогене.

5. Климатическая зональность осадкообразования в среднем и верхнем карбоне

Новый план климатической зональности, существовавший в верхнепалеозойское и частично в триасовое время, с наибольшей четкостью и доказательностью раскрывается в карте верхнего и среднего карбона, которая для всего указанного времени является такой же опорной и руководящей, как карта современной климатической зональности для всего альпийского этапа. Поэтому мы вынуждены прервать последовательность описания и после альпийского этапа сразу обратиться к разбору карты климатических зон среднего и верхнего карбона.

Как видим (фиг. 48), в это время отчетливо доказываются существование шести климатических поясов.

Первый намечается угленосными отложениями Казахстана (Караганда, Экибастус, Прииртышские), Зайсанской котловины, Кузбасса, Минусинской котловины. Растительная ассоциация, за счет которой возникала органическая масса углей, характеризовалась специфическими чертами. В составе ее, по А. Н. Криштофовичу (1937), каламиты, лепидодендроны и сигиллярии были распространены мало, причем представлены малорослыми формами с признаками угнетения. Господствовали кордаиты огромных размеров, образовывавшие своеобразную кордаитовую тайгу, и семенные папоротники; в древесине кордаитов отчетливо проступают годовичные кольца роста. Этот состав и облик флоры указывают, по А. Н. Криштофовичу, что произрастала она в условиях относительно сурового, хотя и умеренного климата, со сменой времен года.

Западнее указанной территории зона умеренного климата продолжалась, вероятно, через Гренландию на север Канады и в Аляску. Достоверных находок соответствующих пород-индикаторов для этой области, однако, пока нет.

Южнее располагалась обширная зона с ясными признаками аридности. Крайняя западная ее часть располагается на территории США. Доказательством являются четыре участка гипсоносных отложений, известные из штатов Юта (бассейн Парадокс, около 460 м мощности), Колорадо (160 м) и Миннесота (16 м). Восточнее, после огромного перерыва, для которого каких-либо указаний на климатические условия нет, следы аридности вновь появляются на Русской платформе, в Средней Азии и далее вплоть до Китая. Как можно видеть на ряде карт А. Б. Ронова (1956) для эпох $C_2 + C_3$, на огромных площадях мелководных морей, покрывавших тогда Русскую платформу, отлагались значительные толщи доломитовых пород, содержащих магнезия свыше 10%, что отвечает доломитности породы свыше 80% (и до 100%). Характерно, что эти доломитовые породы локализовались не в периферической зоне морей, а в центральных их частях; сами породы при этом отличаются резко качественно обедненной и часто малорослой фауной. Во многих точках буровые скважины встретили в составе доломитовых пород ангидрит и гипс. Судя по недавней работе И. В. Хворовой (1959), эти включения в подавляющей части своей вторичные, эпигенетические и обязаны своим образованием деятельности резко осолоненных подземных вод. Но наряду с такими метасоматическими сульфатами заведомо имеются и первичные, пластово-залегающие. Именно такого рода пластовые образования были встречены разведочными скважинами в верхнекаменноугольных доломитах к востоку от Самарской Луки (с. Красная Глинка) еще в довоенные годы. О наличии пластовых и значительных по мощности гипсов в других местах платформы говорят и очень высокие средние содержания SO_3 в разрезах визе́, среднего и верхнего карбона разных мест, указываемые А. Б. Роновым (1956). Так, например, скважина в Кельтме для C_2 дала SO_3 — 33,67%, в Котельнице — 7,67%, а в Солига-

личе — 5,64%; для S_3 в скважине Вологды SO_3 составляет 11,18%, в Горьком — 17,66%, в Котельниче — 8,61%, в Краснокамске — 13,05%, в Солигаличе — 8,77%. Объяснить только вторичной сульфатизацией такое высокое среднее для горизонта содержание SO_3 невозможно; здесь мы имеем дело, по крайней мере частично, с пластами гипса. Сочетание высокой доломитности осадка, отложенного в центральных частях эпиконтинентального моря, с наличием в нем локальных пластовых накоплений гипса говорит о мелководном бассейне, расположенном в аридной зоне; высокое испарение с поверхности воды несколько осолоняло ее и было причиной химической садки доломита из наддонной воды; в островных же участках среди моря, в маленьких лагунах на островах, осолонение доходило до стадии выделения сульфатов — гипса.

На юго-восток от Русской платформы, в Казахстане, накопления гипса установлены в верхнекарбонных породах кайрактинской свиты (прошлое загипсованных глинистых пород) и в красноцветной владимирской среднекарбонной толще (гипсовые песчаники) в бассейне рек Ишим и Терс-Аккана (Попов, 1955). В Джебказганском районе и к югу от него в Бедпакдале к верхнему карбону — перми относят так называемую мергельную гипсоносную свиту, развитую во многих местах (Сапожников, 1948). Еще юго-восточнее через значительный пустой промежуток встречаются ангидритные толщи среднего карбона в Тяньшане (оз. Сонкуль и др.). Дальше на восток данные отсутствуют, но в Зап. Шанси под формацией Толопай, угленосной и содержащей пермскую флору, залегают красноцветные породы Соганпу с гипсом, вероятно верхнекаменноугольные (Шеймани, 1954). В целом получается обширная полоса с явно выраженными засушливыми условиями.

Поскольку Американский и Евразийский аридные ареалы отстоят друг от друга достаточно далеко, естественно встает вопрос: образовывали ли они единую слитную аридную зону или же, как это мы видели в альпийском этапе, два самостоятельных аридных ареала? Вопрос может быть решен конечно, только гипотетически. Предпосылкой для решения является то обстоятельство, что в результате каледонского орогенеза Северо-Американская, Гренландская и Русская платформы были слиты воедино и образовали огромный северный континент, противопоставляемый южному гондванскому. При таких условиях становится весьма вероятным, что Американский и Евразийский аридные ареалы в верхнекарбонное время сливались в единую засушливую зону, что и изображено на карте-схеме. Едва ли нужно подчеркивать, что реальные очертания этой полосы были гораздо сложнее тех, какие мы видим на карте, и в этом отношении верхнекарбонная северная аридная зона едва ли отличалась от тех, какие мы видели в мезозое и кайнозое. Лишь ограниченность фактического материала делает контуры разбираемого пояса столь простыми, как это приходится показывать на схеме.

К югу от засушливой зоны на территории юго-востока США, Зап. и Южн. Европы и Малой Азии располагается целая цепь огромных каменноугольных паралических и лимнических бассейнов Англии, Германии, СССР (Донбасс, Кавказ), Турции, с которыми связываются иногда колоссальные месторождения железных (сидеритовых) руд; на Синайском полуострове к низам среднего карбона приурочены марганцевые руды; по южной периферии Ферганской котловины — месторождения бокситов. Обильные растительные остатки свидетельствуют о богатейшем растительном мире, включавшем в качестве основных членов древовидные папоротники, каламиты, клинолисты, сигиллярии, лепидодендроны. ряд биологических признаков (каулифлория, развитые флоры, отсутствие колец нарастания, воздушные корни, обилие лианоподобных форм и т. д.) уже давно привел палеоботаников (Потонье и др.) к заключению, ныне

единодушно разделяемому, что средне-верхнекарбоновая флора Зап. и Южн. Европы произрастала в тропическом поясе, чем и обусловлено ее резкое отличие от одновременной флоры северной влажной полосы. С таким толкованием типа растительности хорошо согласуется и нахождение ее в полосе между северной и южной аридной зонами.

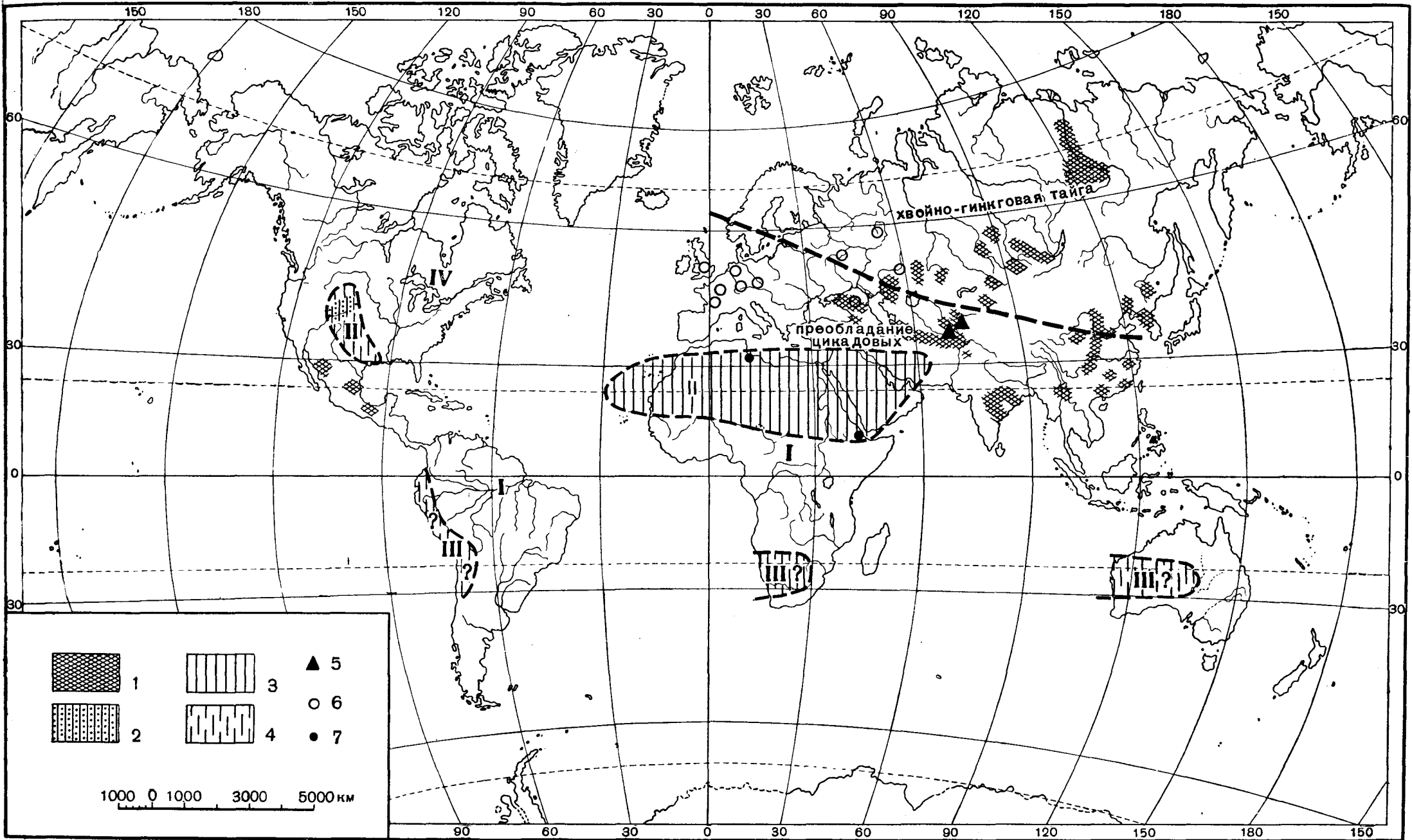
Этот южный аридный пояс устанавливается пока по ограниченному числу данных и локализован весьма интересно. По западной окраине (в Южн. Америке) его существование доказывается наличием гипсов в верхнекарбонных отложениях округа Амотаке (северная точка на карте) и Тарма (южная точка), а также красноцветных отложений в Эквадоре. После крупного перерыва мы вновь встречаем красноцветные отложения лишь в Сев. Африке, на территории Сахары, где среди них иногда присутствуют гипсы (Ронов и Хаин, 1955). Поскольку в карбоне Гондванская глыба еще существует как континент, мы условно объединяем оба указанных аридных ареала в единый аридный пояс, намечаемый, конечно, лишь в самых общих чертах. Восточнее Африки этот пояс по всем данным не прослеживается, хотя отдельные, очень мелкие ареалы засушливых условий, видимо, встречались (красноцветы Ирака; Ронов и Хаин, 1955).

Итак, для средне-верхнекарбонного времени достоверно устанавливаются две аридные зоны, северная и южная, тропическая влажная между ними и северная умеренная влажная. Как будто мы находим все те же климатические пояса, с какими имели дело в кайнозое и мезозое. Однако географически эти зоны размещены на поверхности Земли совершенно иначе, чем в мезо-кайнозое. Северный аридный пояс в своей средней большей части резко сдвинут в область более высоких широт и располагается на тех участках, на которых в мезо-кайнозое мы видели умеренно-влажные условия; лишь крайний западный и крайний восточный концы пояса отвечают аридной северной зоне мезо-кайнозоя. Тропический влажный пояс также сильно смещен на север, причем в максимальной степени также в своем среднем — большем — отрезке, как бы следуя за смещением северной аридной полосы. Очень сильно сдвинута к северу и южная аридная полоса, причем опять-таки в своей срединной — африканской части; здесь южная верхнекарбонная засушливая зона занимает место, на котором в мезо-кайнозое будет располагаться некоторая часть северной аридной полосы.

Таким образом, *все три теплых среднекарбонных пояса Земли — северный аридный, тропический влажный и южный аридный — совершенно согласно показывают сдвиг в северном направлении против мезо-кайнозойской и современной ситуации одноименных поясов; при этом на разных долготах этот сдвиг выражен неодинаково сильно; наибольшей силы он достигает между современным 10° з. д. и 20° в. д.*

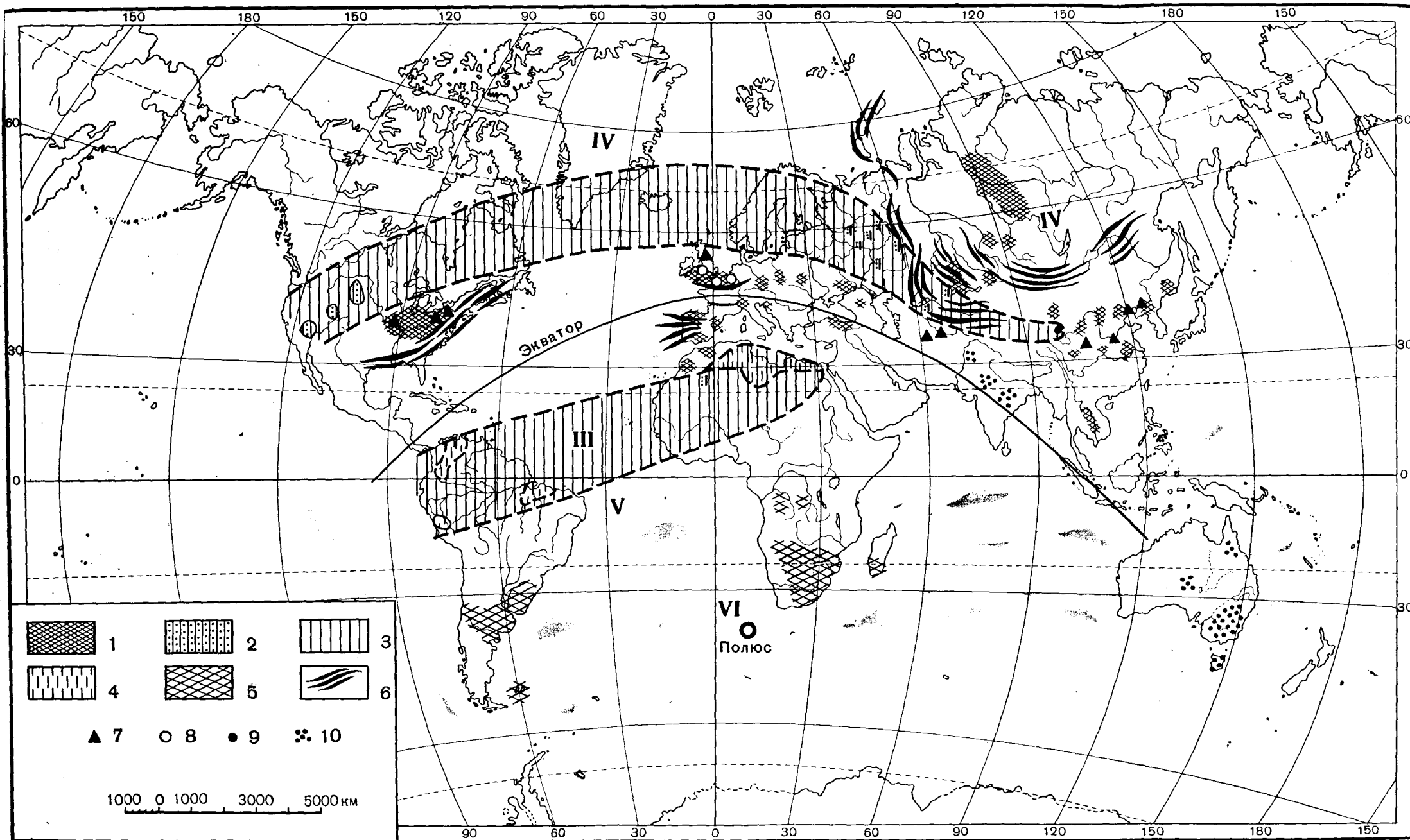
Нетрудно видеть, что эти согласные сдвиги по долготе всех трех поясов не имеют ничего общего с теми изменениями в очертаниях и размерах поясов, с которыми мы имели дело, анализируя климатическую зональность лика Земли в кайнозое и мезозое. В тех случаях пояса меняли свою конфигурацию и размеры, оставаясь в пределах тех же широт. В средне-верхнекарбонное время крупные участки всех трех теплых поясов согласно *изменяют широты*, резко смещаясь к северу. Совершенно очевидно, что *мы впервые сталкиваемся с принципиально новым явлением, которое невозможно трактовать иначе, как изменение положения экватора и соответственно ориентации оси вращения Земли.*

Сравнивая расположение аридных и тропической влажной верхнекарбонных зон с расположением одноименных современных поясов, нетрудно понять и характер движения экваториальной плоскости. Дело происходило так, как будто экватор, оставаясь неподвижным где-то в области Панамского перешейка, с одной стороны, и срединной части о. Суматры — с дру-



Фиг. 47. Климатическая зональность эпох доггера и лейаса

I — угленосные отложения; 2 — красноцветные отложения с гипсами; 3 — площадь аридного климата; 4 — площади аридного климата, гипотетические; 5 — бокситы; 6 — Fe-руды; 7 — Mn-руды.
 Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная



Фиг. 48. Климатическая зональность среднего и верхнего карбона

1 — угленосные отложения; 2 — гипсы; 3 — площадь аридной зоны; 4 — красцветные сильно карбонатные отложения; 5 — ледниковые отложения материкового типа; 6 — горные хребты; 7 — бокситы; 8 — Fe-руды; 9 — соли и гипсы; 10 — ледниковые отложения горного типа. Зоны: III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная; V — южная умеренновлажная; VI — околуполярная

гой, сдвинулся значительно к северу, увлекая за собой коррелятивно связанные с ним влажную и аридные климатические зоны; на противоположной тихоокеанской стороне экваториальная плоскость естественно сдвинута к югу от ее современного положения. Определить с точностью положение апикальных точек экватора по долготе в средне-верхнекарбонное время мы не можем; однако, судя по конфигурации аридных зон, наиболее вероятно, что сегмент экватора между современными 10° з. д. и 20° в. д. располагался где-то в Парижском бассейне. Это определяет сдвиг экватора в северном направлении примерно на $42-48^{\circ}$ против его современного положения. Соответственно этому и показано расположение экватора на фиг. 48. Такого рода смещению экватора отвечает смещение и оси вращения Земли, благодаря которому южный полюс оказался вблизи южной оконечности Африки и северный — в Тихом океане, вблизи Алеутских островов.

Ориентируя таким образом экватор и ось вращения Земли в средне-верхнекарбонное время, нужно ясно представлять себе, что речь идет только о приблизительном, а не точном определении их местоположения. Однако степень приближения все же значительна. По широте максимальный наклон экватора отличался от указанного на карте едва ли больше, чем на 5° в обе стороны, по долготе же положение максимально смещенных точек экватора могло варьировать в более широких пределах; соответственно и местоположение полюсов отклонялось от показанного на карте едва ли больше, чем на 5° , в обе стороны.

Намеченное положение экваториальной и полярных зон позволяет понять появление в верхнем карбоне специфических ледниковых образований на ряде современных южных континентов.

Наиболее изучены они в Южн. Африке, где покрывают всю площадь Капской мульды, доходя на севере до Родезии. Тиллиты имеют вид глинистой массы, в которую включены без всякого порядка обломки пород, колеблющиеся от немногих миллиметров до 2 м в поперечнике. Обломки эти несут все признаки ледниковой обработки: их крупные поверхности отполированы до блеска, часто покрыты царапинами, малые боковые поверхности сглажены слабо. Петрографический состав валунов весьма разнообразен, но, как правило, совершенно не отражает состава ложа; лишь на севере появляются валуны местных пород. Все это делает несомненным ледниковый генезис тиллитового горизонта. Характер его заметно меняется с севера на юг. На севере тиллит имеет черты донной морены сильно меняющейся мощности, достигающей нескольких десятков метров. Морена располагается здесь на весьма неровной поверхности докембрия, с резко выраженным рельефом, с крупными выступами и глубокими узкими долинами. Поверхность ложа часто отполирована и несет глубокие шрамы и царапины, направление которых иногда меридиональное, обычно же с юго-запада на северо-восток. В некоторых местах рельеф ложа имеет характер бараньих лбов или курчавых скал, причем в последних отчетливо различаются по характеру обработки северная (или северо-восточная) и южная (или юго-западная) стороны. Встречаются исполиновые котлы. На юге тиллитовый горизонт имеет характер озерно-ледниковых отложений. Ледниковый материал отлагался здесь в озере, располагавшемся у края ледника. Граница северной и южной ледниковых фаций проходит примерно по 33° ю. ш.; мощность южной фации достигает 300 м.

Интересную особенность тиллитовой толщи составляет ее расчленение на несколько моренных горизонтов, разделенных безвалунными глинами. В некоторых случаях среди морены встречаются горизонты, имеющие характер флювиогляциальных отложений. Все это сближает верхнекаменноугольные отложения Южн. Африки с четвертичными ледниковыми осадками Европы. Оледенение было не сплошным, но, по данным южно-

африканских геологов, имело не менее четырех самостоятельных центров. Первый из них располагался в области Нама, недалеко от побережья Атлантического океана, или, может быть, в прибрежной части современного Атлантического океана. Ледник двигался отсюда в направлении на юг и юго-восток вплоть до р. Оранжевой. Второй небольшой центр оледенения был в области Гриква; ледник растекался отсюда во все стороны. В северном Трансваале и Южн. Родезии располагался обширный Трансваальский ледник. Широкими полосами он двигался к югу, юго-западу и юго-востоку. Возможно, что часть его двигалась в Сев. Родезию и в котловину Конго. Четвертый центр располагался восточнее современного индийского побережья Африки; ледник перемещался отсюда в юго-западном направлении.

У южного края современной Капской мульды ледники кончались; здесь располагалось обширное приледниковое озеро.

По мнению Е. Кренкеля, ледниковые центры оледеневали не сразу: вначале возникали периферические центры, а потом внутренние; по Дю-Тойту, (1957), ледники перемещались с запада на восток.

За последнее время установлены ледниковые отложения и в области мульды Конго, причем движение льдов происходило здесь с юга на север. Очевидно, этот ледниковый покров питался из того же центра, что и льды, двигавшиеся в южном направлении в Южн. Африке.

Аналогичные образования установлены в Южн. Америке, где они получили название серии Итараре. Пространственно они локализируются частью на южной оконечности платформы, частью в прилежащих участках геосинклинальной зоны (Южн. Аргентина). Петрографически представляют собою типичную валунную глину (тиллит) с валунами разнообразнейших пород, достигающими 1 м в диаметре. Субстрат, на котором располагается свита Итараре, обычно недоступен наблюдению; но в Кордильерах и на Фалькландских островах и в двух пунктах Бразилии его все же удалось встретить, и оказалось, что он отполирован, исцарапан и имеет характер бараньих лбов. Внутри тиллитового горизонта располагаются местами пласты ленточных глин или прослои песков с валунчиками; иногда они полностью вытесняют валунную глину. В верхних частях тиллитов, иногда над ними, как на платформе, так и в Кордильерах, найдены прослои глин с остатками морской фауны; в Кордильерах она представлена *Spirifer supramosquensis*, *Chonetes*, *Pleurotomaria*, на платформе — *Lingula*, *Orbiculoidea*, иглами губок, чешуями рыб. Мощность свиты Итараре колеблется от нескольких десятков до нескольких сотен метров.

Ледниковая природа толщи в настоящее время не вызывает сомнений. При этом тиллиты в главной своей массе рассматриваются как донные моренные образования, отложенные двигавшимся льдом, который покрывал тогда южную часть Южн. Америки. Существовал ли один центр оледенения или несколько и в каком направлении перемещался лед, остается неясным; Г. Герт (Gerth, 1932) и Д. Маак (Maack, 1957) допускают, что ледники двигались к югу и западу. В конце ледниковой эпохи юг Южн. Америки испытал некоторое погружение, и края современного материка покрылись морем, в котором плавали айсберги и разносили валунный материал. Часть тиллитов, таким образом, является ледниково-морскими отложениями.

Как южноамериканский, так и южноафриканский ледниковые покровы, несомненно, имели материковый характер и в этом смысле были аналогичны четвертичному оледенению Европы и Сев. Америки. При этом ледниковые покровы достигали 45—50° тогдашней южной широты, т. е. в общем уходили от южного полюса на столько же, на сколько в четвертичное время льды отодвигались от северного полюса в южном направлении.

нии. Во всех этих отношениях верхнекарбонное оледенение южного полушария строго отвечает четвертичному оледенению полушария северного. Сходны они и в том, что в обоих случаях оледенение было неоднократным и ледниковые эпохи перемежались с межледниковыми.

Совершенно иной характер имело оледенение на территории Индостана и юго-восточной Австралии.

В Индии ледниковые талчирские слои представлены зелеными полосатыми глинами и тонкими песчаниками, содержащими много неветре-ных полевошпатовых зерен. Среди глины встречаются слои, обогащенные обломками пород самого разного состава (гранитов, кристаллических сланцев и т. д.) с ясными следами ледниковой полировки и штриховки. Эти валунные слои, по данным индийского геолога Д. Вадиа (Vadia, 1935), являясь в большинстве случаев ледниково-озерными и образовались вследствие разноса валунов таявшими айсбергами. Но местами в центральных частях полуострова валунные глины имеют характер донной морены, причем субстрат морены иштрихован, полирован и имеет очертания бараньих лбов. Областью, питавшей ледники, была площадь современного хребта Аравали; отсюда лед растекался во все стороны в приледниковые озера.

В юго-восточной Австралии ледниковые образования отличаются большой мощностью и подчинены свите куттунг, которая образована, с одной стороны, мощными тиллитами, флювиогляциальными песчано-конгломератовыми накоплениями и озерными ленточными глинами, с другой — еще более мощными (до 1000 м) накоплениями андезитовых лав и их туфов. Туфовый материал входит в состав и озерно-ледниковых осадков.

Своеобразие ледниковых образований Индии и Австралии заключается в том, что они, как это легко видеть на карте (фиг. 48), принадлежат *экваториальной верхнекарбонной зоне, т. е. поясу тропического влажного климата, который они локально замещают.*

Как же, спрашивается, толковать такую их позицию? А. Вагнер, как известно, видел в ней указание на то, что в верхнекарбонную эпоху Индии и Австралии имели иную географическую локализацию на лике Земли: вместе с Южн. Америкой, Африкой и Антарктидой они образовывали единую сиалическую глыбу, внутри которой, вблизи современной южной оконечности Африки, в те эпохи располагался южный полюс. В мезозое единая сиалическая масса раскололась на отдельные куски, которые затем расползлись по поверхности Земли, образовав современный Американский, Африканский, Антарктический и Австралийский континенты и полуостров Индостан в Азии. Эта гипотеза, широко распространенная в 20-х и начале 30-х годов текущего столетия, затем была почти оставлена, но сейчас вновь привлекает внимание многих геологов, главным образом на основании палеомагнитных наблюдений. У нас в СССР сторонником ее является, в частности, П. Н. Кропоткин (1958), опубликовавший недавно интересную сводку по палеомагнетизму. Несмотря на кажущуюся правдоподобность вегенеровских построений, я все же не могу примкнуть к ним, так как они противоречат некоторым палеоклиматическим же данным по верхнему палеозою Австралии. Дело в том, что в нижнем карбоне Австралии (в провинции Кимберлей), по данным Ф. Лотце (1957), обнаружены гипсоносные отложения. Это значит, что в S_1 северная часть Австралии, весьма близко расположенная к районам будущего оледенения, находилась еще в низких широтах, где-нибудь на $20-30^\circ$ тогдашней южной широты, т. е. вблизи экватора. В отложениях верхней перми Зап. Австралии, по Ф. Лотце (1957), точно также обнаружены красноцветные гипсоносные толщи. Стало быть, и в верхнепермскую эпоху Австралия принадлежала низким широтам и была вблизи экватора. Если в этой ситуации продолжать настаивать на вегенеровской концепции,

то мы должны тем самым признать, что после нижнего карбона Австралия временно пропутешествовала в высокие широты и там в C_{2+3} и в начале P_1 покрывалась льдом, а к верхней перми возвратилась, так сказать, в исходное положение — низкоширотное. Нарочитость и неестественность такой трактовки видны сами собой и разбирать их поэтому излишне. Таким образом, *указанные Ф. Лотце факты наличия гипсоносных отложений в C_1 и P_2 Австралии опровергают концепцию А. Вегенера (и его последователей) как раз в той области, для истолкования которой она столь широко и с таким эффектом до сих пор применялась.* Это обстоятельство заставляет искать иных путей к объяснению верхнепалеозойского оледенения Индостана и Австралии. До сих пор исследователи рассматривали развитие на них верхнепалеозойских ледников как явление принципиально того же порядка, что и в Южн. Америке и Южн. Африке, т. е. трактовали индостано-австралийские льды как результат материкового оледенения. Сейчас, когда стало ясным, что ледники Индостана и Австралии принадлежат тропической зоне верхнего карбона (и P_1), такое толкование их, очевидно, исключено; *единственно возможной оказывается трактовка индостано-австралийских ледников в качестве оледенений горного типа, возникших в результате образования весьма высоких поднятий в верхнекарбоновой экваториальной зоне.*

В Индии, помимо морен Аравалийского хребта, сохранились также отложения горных озер, куда спускались ледники и сбрасывали влекомый ими материал. В Австралии горные хребты, высившиеся в геосинклинальной зоне в результате складкообразования, не только были покрыты ледниками, оставившими после себя морены, но часто становились очагами излияния магмы и извержений огромных масс горячего пепла. При извержениях большие участки ледников быстро таяли, а возникающие грязевые потоки — нечто вроде силей — вытекали в море и заносили сюда массу несортированного материала, дававшего ледово-морские отложения. Частое повторение этого процесса формировало аномально мощные ледовые горизонты.

Если такая трактовка вопроса правильна, — а она, по-видимому, единственно возможна, — она открывает в климатологии средне-верхнекарбонового времени новую черту, которую мы могли наблюдать только в современную геологическую эпоху: *вертикальную зональность климатов.*

Наличие такой зональности позволяет истолковать еще одну особенность верхнепалеозойской истории: своеобразное распределение наземных флор. В это время существовали, как известно, две биполярные, сходные между собою флоры: гондванская в южной умеренной зоне и тунгусская в северной умеренной зоне. Между ними в Индии и Австралии, т. е. в зоне тропического пояса, как показывают растительные остатки, обитала опять-таки флора гондванского, т. е. умеренно-холодного типа. Понять наличие ее здесь можно, очевидно, лишь допустив, что местообитанием ее было высоко приподнятое нагорье, наиболее возвышенные точки которого занимали ледники. Самый генезис флор верхнего палеозоя сводился, вероятно, к тому, что какие-то родоначальные формы тропической зоны, переселяясь одновременно в северный и южный умеренные пояса, породили здесь сходные биполярные умеренно-холодные гондванскую и тунгусскую флоры, а переселяясь на возвышенные области тропического плоскогорья с умеренно-холодным климатом, естественно создали здесь сходное с ними экологически сообщество — гондванскую флору Индии и Австралии.

Итак, имеющиеся сейчас материалы по климатам средне-верхнекарбоновой эпохи складываются хотя и в своеобразную, но стройную и лишенную внутренних противоречий картину.

Основу ее составляет резко иное, наклоненное на 45° к современному, пролегание экватора и соответственно оси вращения Земли, что в Европе

и Африке вызвало резкое смещение трех теплых климатических зон к северу, на противоположном полушарии — соответствующее смещение этих же зон к югу от современного экватора. На этом общем фоне в экваториальной области выявляется существование вертикальной климатической зональности с оледенением высоких горных площадей.

Установив эти факты, естественно выяснить: когда же произошло смещение теплых зон? И сколь долго удерживалось такое положение экватора и полюсов в истории Земли?

Чтобы ответить на первый вопрос, нужно обратиться к пропущенному нами интервалу геологической истории, обнимающему пермский и триасовый периоды.

6. Время существования верхнепалеозойского плана климатической зональности

На фиг. 49 изображена климатическая зональность сравнительно узкого интервала пермского периода, охватывающего конец нижней — начало верхней перми, т. е. кунгурский и казанский века. Уже общий взгляд на карту показывает, что план климатических зон, существовавший в средне- и верхнекарбонную эпоху, полностью удерживается и в пермское время. Северная умеренная влажная зона документирована угленосными отложениями с гондванской флорой Воркуты, Таймыра, Тунгусской синеклизы, Кузбасса, Минусинской котловины. Северный аридный пояс в его американской части устанавливается громадными ареалами гипсо- и соленакопления, наиболее сильно развитыми в штатах. Нов. Мексика, Техас (западный) и на Мидконтиненте. Северо-восточнее к нижней перми относятся гипсы в восточной Гренландии и на о. Шпицберген (Лотце, 1957). На территории Зап. Европы в нижнепермском мертвом красном лежне нет сколько-нибудь развитых галогенных отложений, но флора имеет ярко выраженный ксерофитный облик, на основании чего палеоботаники уже давно вывели заключение о засушливых условиях на территории Германии в нижнепермское время. В самом же начале верхнепермской эпохи здесь возникает огромное соленакопление цехштейна, сказывающееся и в Англии. На Русской платформе в кунгурское время располагается огромная площадь сильно соленого моря. В своей северной части оно осаждало доломиты (Архангельская обл.), в центральной и большей (по долготе) части — гипсы и доломиты в частом переслаивании, с локальным преобладанием то первых, то вторых; к срединной части Московской синеклизы приурочивается ограниченная площадь соленакопления. Несравненно большая — огромная по размерам, — территория соленакопления локализуется на площади современной Прикаспийской впадины; здесь встречаются кроме каменной соли и калийные. Длинная цепочка каменносоляных и калийных отложений протягивается вдоль Предуральского прогиба. В сакмарском ярусе солевые накопления известны также в северо-западной части Донбасса.

На юго-восток от Русской платформы к нижнепермскому (без более точной датировки) времени относятся мощные толщи гипсоносных пород в Тургайском прогибе (около оз. Челкар) и частично в той мергельной свите юга Джезказгана и Бедпакдалы, о которой уже говорилось при обсуждении климатов карбона. Далее, на большом расстоянии восточных указаний на аридность климата не встречается. Но на крайнем востоке гипсы встречены в верхнепермской формации Шичанфын. Так как все находки галогенных отложений восточнее Русской платформы приходятся на область герцинской складчатости, мы рисуем здесь аридный пояс в виде отдельных разорванных пятен между высокими горными хребтами подобно тому, как это имеет место в настоящее время в Центральной Азии.

Тропическая влажная зона для нижнепермского времени может быть установлена лишь гипотетически, ибо фации-индикаторы этой зоны отсутствуют. На юге Европы и в Средней Азии в это время господствовали морские условия, либо же осадкообразования вообще не происходило. В связи с этим южная граница и ширина северной аридной области пока не могут быть достоверно определены. Возможно, что зона эта была тогда в действительности несколько шире, чем это нам сейчас представляется.

Южная аридная зона документирована всего двумя, но принципиально важными, находками гипсов: в Южн. Америке на 30—33° ю. ш. и в Австралии (Лютце, 1939). Северная граница зоны неизвестна, но южная может быть с известным приближением намечена. Она проходила с внешней стороны серии угленосных и безугольных отложений с флорой гондванского типа, которые установлены в Южн. Америке и Южн. Африке. Несомненно, что южный аридный пояс может локализоваться лишь в более или менее широкой полосе к северу от пояса умеренного; его пролегание и показано условно на карте. Важно подчеркнуть, что как прямые, так и косвенные указания согласно свидетельствуют о нахождении пермской южной аридной зоны в том же регионе, где она локализовалась и в верхнекарбонную эпоху.

Итак, несмотря на пробелы в фактической документации мы можем с уверенностью утверждать, что в пермский период еще продолжал существовать тот же план климатической зональности, какой установлен для C_{2+3} . Отличие климатического режима перми от верхнекарбонного заключается, главным образом, в исчезновении материкового оледенения в южном полушарии; его место заняла умеренно-влажная зона с угленосными отложениями. В северном же полушарии значительно расширилась область северного засушливого пояса, что сказалось в обилии галогенных и, в частности, солевых отложений. Но следы вертикальной климатической зональности сохраняются. В экваториальной области они выявляются в виде ледниковых горизонтов среди нижнепермских толщ восточной Австралии.

В самом конце пермского периода на отдельных участках начинают появляться признаки существенных климатических перемен. Наиболее отчетливо сказываются они в Европейской части СССР, в строении татарского яруса. В составе его ангидриты присутствуют лишь в самых нижних, очень маломощных горизонтах (по мнению некоторых исследователей, эти горизонты следует считать верхнеказанскими); в остальной подавляющей части разреза никаких накоплений сульфатов нет. Доломиты по анализам, имеющимся для Чебоксарского района, очень распространены в нижней и средней частях татарской толщи, в верхах ее исчезают нацело, замещаясь нормальными известняками и мергелями. Одновременно в средних и верхних горизонтах татарского яруса появляются сажистые примазки и прослойки угля, иногда достигающие мощности промышленных месторождений (с. Давлеканово). Все эти признаки указывают, что на территории Русской платформы в конце перми и начале триаса намечается увлажнение и территория собственно аридная уступает место гумидной.

В очень яркой форме переход от верхнепалеозойского плана климатической зональности к мезо-кайнозойскому (современному) проявляется в триасовый период.

На фиг. 50 изображены климатические зоны триасового времени. Ясно выделяются все те же пояса, что и в перми. Северная умеренная влажная зона доказывается нахождением кор выветривания средне- и верхнетриасового времени на Урале и на Тургайском плато, а также угленосными отложениями конца триаса в Казахстане, Кузбассе и в Сев. Китае. Северная аридная полоса засвидетельствована в Сев. Америке красноцветными и

галогенными отложениями Канады (провинция Альберта, Колумбия—Т₁), запада США (гипсы штатов Уайоминг, Небраска, Дакота) и Аппалачей (красноцветная свита Ньюарк). В Европе и Сев. Африке аридный климат на протяжении всего триаса засвидетельствован многочисленными гипсовыми и соленосными горизонтами в Англии и Ирландии, Германии, Франции, Испании, Марокко; на востоке галогены прослеживаются до побережий Черного моря, после чего исчезают, сменяясь красноцветными отложениями. Крайними восточными точками, где зафиксированы гипсы, являются Китай и Лаос. Но в промежутке между этими точками, в Тонкине, в триасе (Т₃) отлагались угли. Иначе говоря, засушливая область верхнего триаса была разделена тонкинским языком на две части, соединившиеся в одну область на западе. Соединялся ли этот восточный (китайский) ареал в единое целое с более западным евразийским — сказать трудно, ибо находки галогенных отложений в промежутке между ними отсутствуют.

Тропическая влажная зона документально устанавливается на западе угленосными отложениями верхнего триаса Мексики и южного конца Аппалачей (здесь угленосной становится та же формация Ньюарк); на крайнем востоке — угленосными отложениями восточной Австралии.

Что касается южного аридного пояса, то решающими для его установления являются гипсоносные отложения Анголы и южного Сомали, а также красноцветные отложения формации Штурмберг во впадине Конго и в некоторых южноафриканских. В Южн. Америке, куда мы предположительно протягиваем аридную зону, собственно галогенных отложений нет; но морской водоем, заполнявший впадину Параны, по характеру фауны весьма похож на среднетриасовый германский и также, видимо, отличался повышенной соленостью, что оправдывает допущение аридных условий и в Южн. Америке.

Южный умеренно-влажный пояс выдает наличие угленосных отложений в Капской области.

При общем сходстве климатической зональности триасового времени с зональностью пермской нельзя не отметить одного чрезвычайно важного их различия. *Оно заключается в иной локализации всех трех теплых зон на поверхности Земли, в частности в их гораздо меньшей сдвинутости на север относительно современного экватора.* С наибольшей ясностью перемена локализации сказывается опять-таки в меридиональной полосе, обнимающей Зап. Европу и Африку. В Зап. Европе аридные условия охватили Францию, Альпы, Италию, Испанию, Сев. Африку, сдвинувшись, таким образом, в ту полосу, где в карбоне заведомо существовала тропическая влажная зона; в то же время севернее Ирландии, а в СССР севернее Воронежского массива, сколько-нибудь выраженные аридные условия уже после нижнего триаса исчезают; таким образом, сдвиг сухой зоны к югу здесь несомненен. Аналогично этому в южной аридной полосе, в Африке, гипсы Анголы занимают территорию верхнекарбонového оледенения, а аридные красноцветы на юг подступают вплотную к Капской мульде, хотя еще и не захватывают ее. Всеми этими фактами перемещение в триасе трех теплых поясов к югу относительно их былой локализации устанавливается с достоверностью.

Но такого рода смещение могло произойти лишь при условии, что экватор в триасе также переменил свое положение сравнительно с пермской эпохой. Проводя его по тем же принципам, какие были использованы при реконструкции экватора верхнекарбоновой эпохи, получаем, что он проходил на 10—20° севернее современного, между тем в карбоне и перми он находился (между теми же долготами) на 45—48° севернее современного экватора. Таким образом, движение к югу очевидно. В триасе он явно

находился где-то на перепутье между положением верхнепалеозойским и последующим нахождением в мезо-кайнозойе.

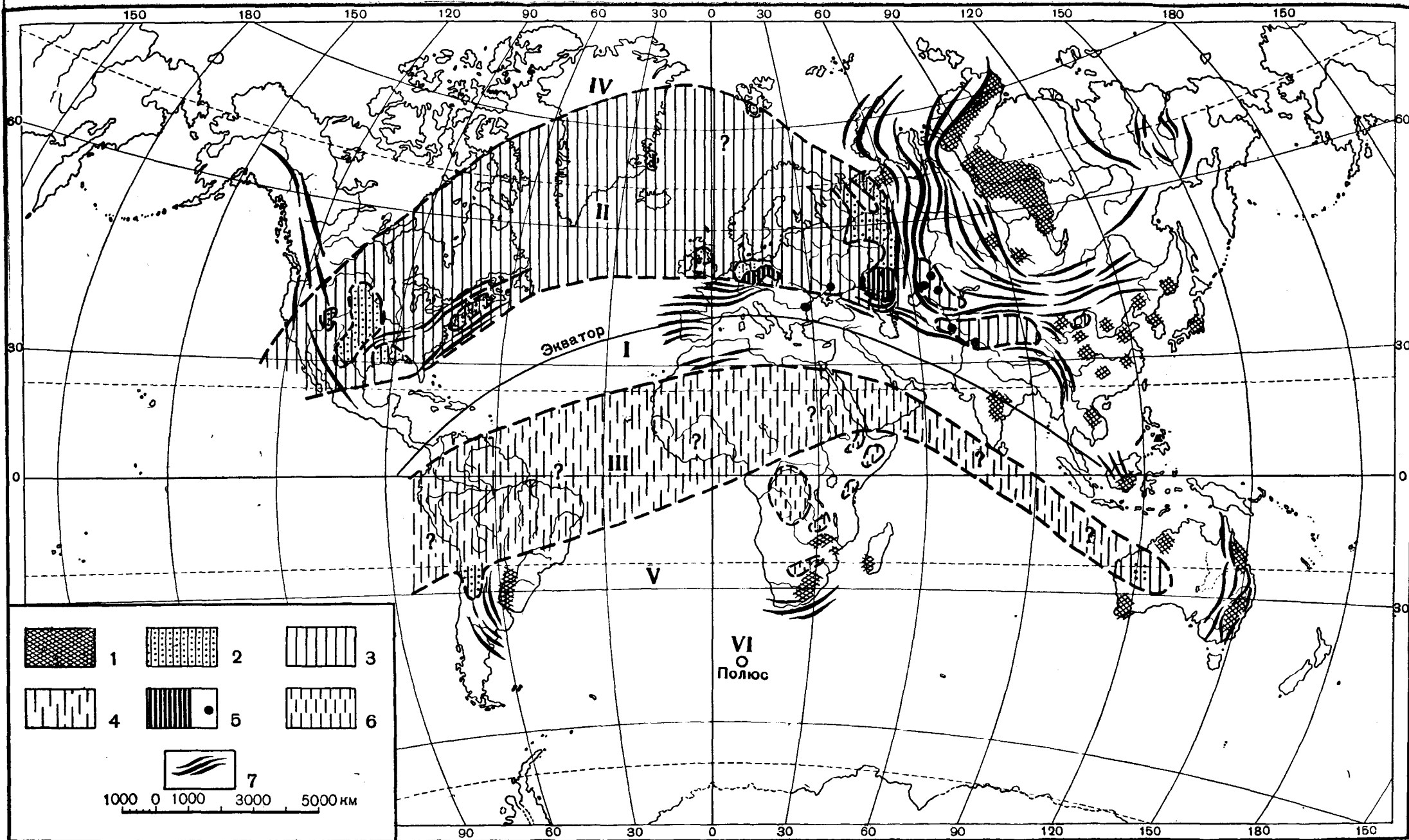
На суммарной для всего триасового периода карте климатической зональности, трудно, конечно, проследить за всеми перипетиями перемещения экватора, а более подробных построить пока не удастся. Но кое-какие следы этого процесса все же удастся подметить. Так, в Сев. Америке гипсы в провинции Альберта принадлежат лишь нижнему триасу; позже следы аридного климата здесь исчезают и аридные осадки в виде формации Шингл (тоже без гипсов) прослеживаются лишь в пределах юго-западных штатов США. В Европейской части СССР красноцветные отложения нижнего триаса содержат еще ксерофитные формы растений в Кировской области. В среднем же и верхнем триасе в Донбассе и в Урало-Эмбенской области отлагаются уже пески с каолиновым цементом, что свидетельствует о влажном климате. В Армении в верхнетриасовых отложениях формируются угли, а на территории Гиссарского и Зеравшанского хребтов — бокситовые накопления. Все свидетельствует, что опромная северная аридная полоса перми в верхнетриасовое время явно расчленяется на отдельные куски, которые затем в начале лэйаса исчезают совсем.

Итак, движение от S_{2+3} вверх по стратиграфической шкале устанавливает, что *план климатической зональности, ясно выступающий в средне-верхнекарбонную эпоху, удерживается еще в перми. В самом конце последней и в триасовое время экватор начинает довольно быстро перемещаться к югу и в самом начале юры (лэйас) обретает в общем то же положение, какое ему присуще в течение всего альпийского этапа вплоть доныне.*

Посмотрим теперь, как обстоит дело с климатической зональностью более древних эпох.

На фиг. 51 изображены климатические пояса нижнего карбона, точнее — большей части визе.

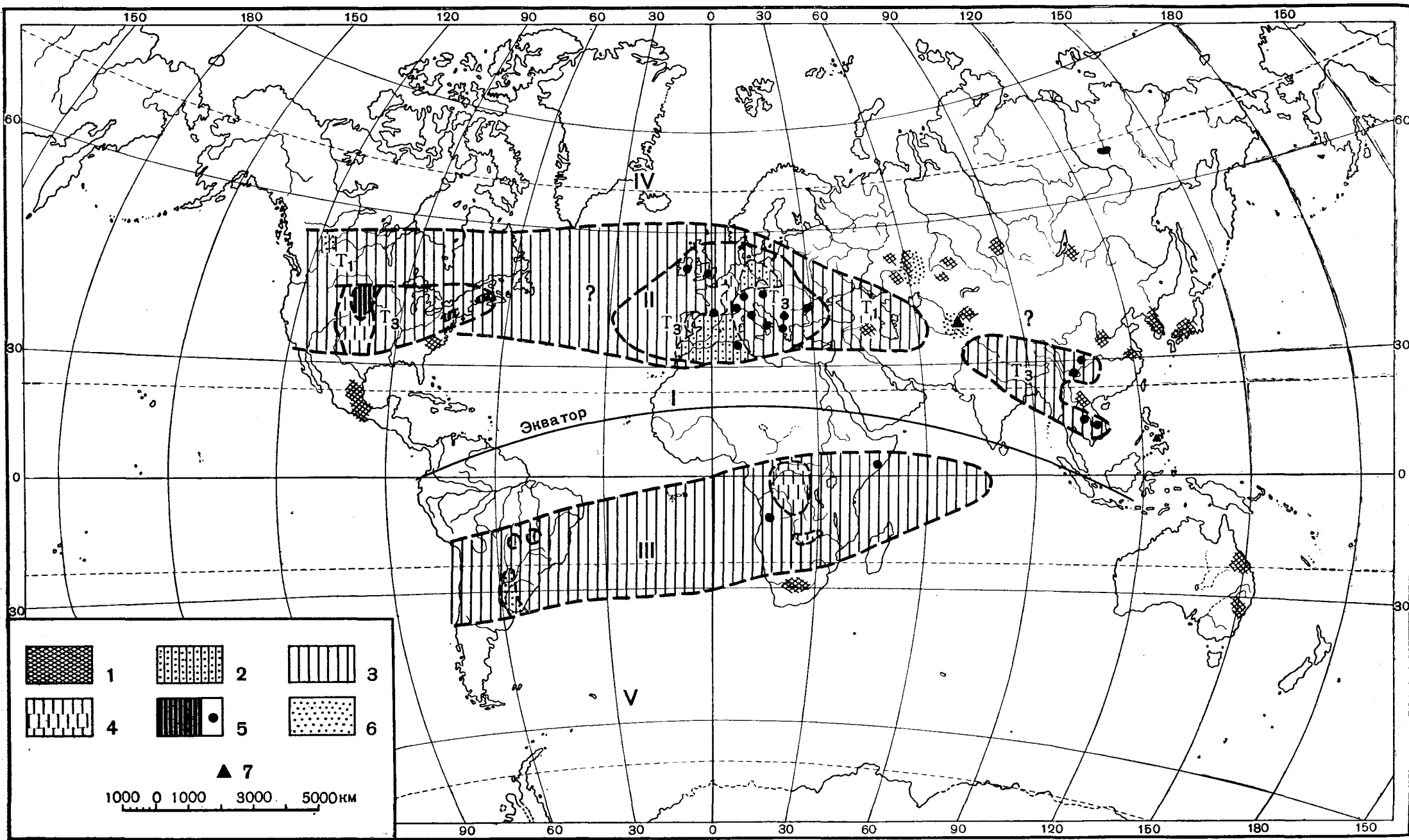
Первое, что обращает на себя внимание на карте, это очень слабое развитие в северном полушарии аридных областей, от которых сохранились, в сущности, лишь три небольших куска. Один из них — наибольший — локализуется в Сев. Америке, где в штатах Монтана, Мичиган, Айова, Зап. Вирджиния, Брунсвик, Новая Шотландия, а также на Ньюфаундленде обнаружены либо только гипсы, либо гипсы и солевые отложения, иногда большой мощности. Второй — меньший — ареал располагается к юго-востоку от Русской платформы. Достоверные гипсовые накопления нижнего карбона устанавливаются здесь только для территории Средней Азии и южного Казахстана. Они встречены в Сары-Суйских куполах, а затем в хребте Киргизском, где входят в состав так называемой «малиновой свиты» нижнего карбона; гипсоносная пачка имеет здесь мощность до 200—300 м, в верхах ее содержатся пласты гипса до 0,5 м (Попов, 1955). Восточнее гипсово-соленосная толща S_1 развита в хребтах Кунгей-Алатау и Терскей Алатау; здесь в состав ее кроме гипса входит и каменная соль. Возможно, что галогенные отложения и отвечающая им аридная ранневизейская зона протягиваются из Средней Азии в Урало-Эмбенскую область, но далее на запад и северо-восток следуют уже отложения несомненного гумидного типа. Они встречены в виде угленосной толщи в Саратовском Поволжье, на Самарской Луке (и вообще в Куйбышевском Поволжье), в Татарии, Башкирии. В Подмосковной котловине возникает относительно мощный (до 60—70 м) угленосный комплекс с многочисленными, довольно крупными угольными месторождениями. По периферии его накапливаются бокситы: Североонежское, Тихвинское, Рязанское месторождения; бокситы в коре выветривания встречены в Белгородском районе и по восточной окраине Воронежского массива. Много севернее, на Тимане, в нижнекарбонных отложениях примерно того же



Фиг. 49. Климатическая зональность конца нижней и начала верхней перми

1 — угленосные отложения; 2 — гипсовосные отложения; 3 — аридная зона; 4 — аридная зона гипотетическая; 5 — обширные соленосные отложения и отдельные выходы галогенных пород точки;
6 — красцветные сильно карбонатные отложения; 7 — горные хребты.

З о н ы: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная; V — южная умеренновлажная; VI — околополярная.



Фиг. 50. Климатическая зональность триасового периода.

1 — угленосные отложения и угленосия; 2 — красноцветные отложения с гипсами; 3 — аридная зона; 4 — красноцветные отложения сильно карбонатные;
 5 — гипсоносные толщи и отдельные выходы гипсов (точки); 6 — кора выветривания; 7 — бокситы.

Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная; V — южная умеренновлажная; VI — околополярная

времени возникли железные руды и бокситы. Все это делает несомненным наличие влажных климатических условий на всей площади Русской платформы.

На западном склоне Сев. Урала, на восточном склоне Средн. и Южн. Урала, в Центральном Казахстане (Караганда и окружающие территории) в нижнекарбовое время во многих местах в крупных массах возникают угли и сопровождающие их, обычно убогие, сидеритовые месторождения. В Зап. Европе примерно к этому же времени относится образование многочисленных месторождений марганцевых руд (Корнуолл, Келлервальд, Гарц и др.) и отчасти сидеритов (Тюрингия).

Далеко в стороне от среднеазиатского аридного ареала располагается аридная площадь Зап. Австралии, где в Кимберлейском округе развита толща красноцветных известняков и мергелей с пластинами гипсов и солей; нижнекарбовый возраст их доказан фаунистически (Лютце, 1957).

Все эти факты делают несомненным, что *в визейское время единой монолитной северной аридной полосы, подобной тем, какие мы видели здесь в S_{2+3} и в P_1 — не существовало. Вместо нее присутствуют три изолированных аридных ареала: крупный северо-американский и ничтожные центральноазиатский и австралийский, разделенные огромным массивом гумидного режима.*

От южного засушливого пояса достоверно известна лишь африканская его часть. Ее наличие доказывается гипсами турнэ в области Тиндуф (Tinduf) в Сахаре и полосой красноцветов аридного типа в Сахаре же. В Южн. Америке в последние годы в бассейне Амазонки обнаружена мощная соленосная толща, которая одними геологами относится к карбону, другими к девону. Нами показано ее местонахождение на карте S_1 (Лютце, 1957). Если это подтвердится в дальнейшем, мы получим продолжение южной аридной зоны из Африки в Южн. Америку.

Как бы, впрочем, ни решался вопрос о климате эпохи S_1 в Южн. Америке, достоверные данные по северному полушарию позволяют говорить о ясно выраженной гумидизации климата в нижнекарбовое время, о резком расширении гумидных условий за счет аридных. В этом отношении нижнекарбовая эпоха весьма напоминает эпоху лейаса — доггера в альпийском тектоническом этапе.

И все же, несмотря на значительные отличия конфигурации аридных зон в нижнем карбоне, их куски отчетливо ложатся в пределы тех гораздо более обширных засушливых поясов, какие мы видели в верхнем карбоне, а потом в перми. Точно так же, если нанести верхнекарбовый экватор на карту S_1 и наметить южный полюс там, где он был в S_{2+3} , получим полное соответствие им как локализации аридных ареалов, так и расположения гумидных поясов. Европейская флора, непосредственная предшественница вестфальской, подобно ей отличалась тропическим характером.

Таким образом, *несмотря на значительные отличия нижнекарбового климата от верхнекарбового, общий план локализации трех теплых поясов и экватора на поверхности Земли близко воспроизводит их размещение в средне-верхнекарбовую эпоху. Во всяком случае достоверных заметных отклонений доказать не удается.*

Спускаясь еще ниже по стратиграфической шкале, в девон, мы наталкиваемся на существование уже иного плана климатической зональности, резко отличного от верхнепалеозойского. Ниже мы разберем особенности этого плана. Пока же для нас важно отметить только его наличие, ибо это дает возможность определить время существования верхнепалеозойского климатического плана. *Оно охватывает весь карбон, пермь и триас, когда происходит ломка герцинского климатического плана и переход к мезокайнозойскому (современному) плану. В абсолютном исчислении полу-*

чается величина порядка 140—145 млн. лет, т. е. практически такая же, какая характеризует существование современного климатического плана.

Л. Б. Рухин (1955) определяет ориентацию экватора и соответственно полюсов в верхнепалеозойскую эпоху иначе, чем это сделано в настоящем исследовании. Экватор верхнепалеозойский оказывается наклоненным к северу от современного приблизительно на 60° (вместо наших $45-48^\circ$); при этом он проходит по южной трети северной засушливой зоны, устанавливаемой по фактическому материалу. Совершенно очевидно, что и на этот раз Л. Б. Рухиным сделана ошибка, вызванная недостаточным учетом данных по аридным зонам.

7. Климатическая зональность осадконакопления в нижнем палеозое (девон — силур — ордовик)

Чем к более древним эпохам истории Земли мы обращаемся, тем все меньшим материалом для реконструкции климатической зональности приходится располагать. Это тем более огорчительно, что в древние времена климатическая ситуация становится все более своеобразной и не похожей на ту, что была в недавнем прошлом.

Для периодов девон — силур — ордовик мы в состоянии построить, в сущности, всего одну достоверную палеоклиматическую карту, а именно — для эпохи среднего девона, используя данные по обоим его ярусам — эйфельскому и живетскому. Она изображена на фиг. 52.

Вырисовываются четыре зоны.

Самой северной оказывается северная аридная зона. На западном краю ее существование доказывается местонахождениями гипсов и частью солей в США и Канаде. Здесь в штатах Манитоба, Альберта и Саскачеван в среднедевонское время отложилась мощная (до 130 м) толща ангидритов (Krumbein, 1951). К югу она исчезает, но зато в штате Монтана появляются верхнедевонские гипсы, подтверждающие устойчивость существования аридных условий в этой части американского континента. Юго-восточнее, в штатах Айова, Мичиган гипсы и соли (в Мичигане) принадлежат также верхнему девону, но вполне вероятно, что аридные условия господствовали здесь уже и в среднем девоне и только неподходящая фациальная обстановка мешала образованию галогенных осадков.

После огромного «пустого» промежутка мы встречаем длинную серию гипсоносных, а местами и соленосных отложений на крайнем северо-востоке Азии, на этот раз хорошо стратиграфически датированных¹. Так, на островах Пионер, Комсомолец и Октябрьской Революции средний девон представлен красноцветными косослоистыми песчаниками, мергелями и прослоями известняков с остатками панцирных рыб, а также известково-доломитовой и гипсоносной толщей с *Favosites goldfussi* и др. На Таймыре живетский ярус сложен известняками, доломитами и гипсами мощностью 300—400 м и содержит типичную стрингоцефаловую фауну. На полуострове Юрунг-Тумус (Нордвикский район) к живетскому ярусу относят верхнюю часть толщи гипсов, ангидритов, доломитов, глин и известняков мощностью 250—350 м, залегающих непосредственно под фаунистически охарактеризованными франскими отложениями. На Сибирской платформе в бассейнах рек Хантайки, Курейки, Нижней Тунгуски, в Норильском районе и в верховьях р. Оленек средний девон образован пестроцветными аргиллитами, алевролитами и песчаниками с прослоями гипсов и доломитов, содержащими растительные остатки. На крайнем северо-востоке — в Момском, Тасхаяхтахском и Сетта-Дабанском антиклинориях в составе живетского яруса наблюдаются среди пестроцветных сланцев также гипсы и

¹ Все относящееся к северо-востоку Сибири изложено по книге «Геологическое строение СССР», т. I, 1958.

ангидриты. Всеми этими находками обрисовывается огромная полоса заведомо аридного климата северо-западного простираения, протянувшаяся наискось от 81—82° с. ш. до 60° с. ш. Смыкалась ли она с аридным ареалом в Сев. Америке — остается неизвестным; условно для выявления цельности северной аридной зоны показан ее переход в американский ареал. Добавим, что несколько западнее этой северной аридной зоны мы встречаемся со своеобразной эйфельского возраста соленосной толщей на юге Тувинской котловины и в прилежащих частях Монголии, описанной недавно Н. С. Зайцевым (1955) и А. И. Левенко (1954). В среднем девоне Минусинской котловины как в эйфельском, так и в живетском ярусах, по Г. И. Теодоровичу (1954), также развиты гипсы. Вероятнее всего, мы имеем здесь дело с локальными участками аридных условий в котловинах между возникшими в каледонское время горными цепями. На северо-востоке СССР намечается существование уже иной, гумидной обстановки, показываемой недавно открытым Победипским железорудным месторождением (Потапова, 1959).

Южнее очерченной аридной зоны располагается полоса, характеризующаяся также гумидными условиями. Достоверные следы ее мы встречаем лишь на Урале и на востоке Русской платформы. На восточном склоне Сев. Урала располагается длинная полоса эйфельских бокситовых месторождений протяжением свыше 250 км. В той же полосе встречаются и бокситы в основании живетского яруса, причем территориально они развиты даже шире эйфельских, проникая и на Средн. Урал. На Тимане к самому основанию D₃ приурочены угли и железные руды; очевидно, сходные климатические условия были здесь и в конце D₂. На площади Второго Баку, в Башкирии и юго-восточной Татарии, к живетскому ярусу (ардаговский горизонт) относятся, по Л. М. Миропольскому с сотрудниками (1950), прослой оолитовых гидрогегит-шамозитовых руд (1950). В глинистых отложениях этого горизонта, по М. А. Ратееву (1956), всегда встречается заметная (или даже значительная) примесь каолинита. Все это совершенно несомненные доказательства наличия гумидного и, в частности, теплого гумидного климата к юго-западу от аридной зоны.

Проследить шаг за шагом простираение полосы гумидного климата на восток от Урала пока не представляется возможным из-за отсутствия нужных фаций-индикаторов. Но все же необходимо отметить, что в среднем девоне Салаира известны месторождения бокситов, а в углу Кузнецкой котловины и накопления своеобразных углей (барзасские сапромикситы). Вполне вероятно, что и в среднедевонское время здесь существовали гумидные условия.

На запад гумидная полоса прослеживается лишь по косвенным данным. Ими являются месторождения углей в основании D₃ на о. Медвежем и железных руд Орискани в D₁ Аппалачской области. Не являясь вполне достоверными аргументами, эти две точки все же делают западное продолжение гумидной полосы до востока Северо-Американского континента вероятным.

Южнее следует новый пояс аридного климата. Самыми западными точками, доказывающими его наличие, являются отложения древнего красного песчаника в Англии. Далее на восток следует широкая площадь развития доломитовых пород с прослоями и линзами гипсов, обнимающая, по данным А. Б. Ронова (1956), Прибалтику, Главное девонское поле и большую часть Московской синеклизы. В самом центре этой площади, между Москвой и Тулой (Зубцов, Боровск, Серпухов, Тула), появляются мощные прослой каменной соли. В Украинской мульде и в Донбассе к среднему девону должны относиться гипсы и соли роменских соляно-купольных структур и других мест, поскольку в соляной брекчии вынесены известняки с франской фауной. Признаки ангидритообразования имеются кое-где и к западу от Донбасса, в полосе Бессарабского Приднестровья. Далее на

юго-восток достоверные следы гипсов и солей надолго исчезают, но к югу от Казахской складчатой страны к этой эпохе могут относиться месторождения гипсов и ангидритов в Сарысуйских куполах и Бедпакдалинских структурах. По оценке работавших здесь исследователей (Б. А. Петрушевский, Н. С. Зайцев и др.), возраст гипсов довизейский и может охватывать промежуток времени от среднего девона до конца турне. Достоверно живетскими являются гипсовые накопления в Таласском Алатау (Лурье, 1958).

В целом южная аридная зона имеет подковообразную форму, как бы повторяя пролегание такой же аридной северной зоны.

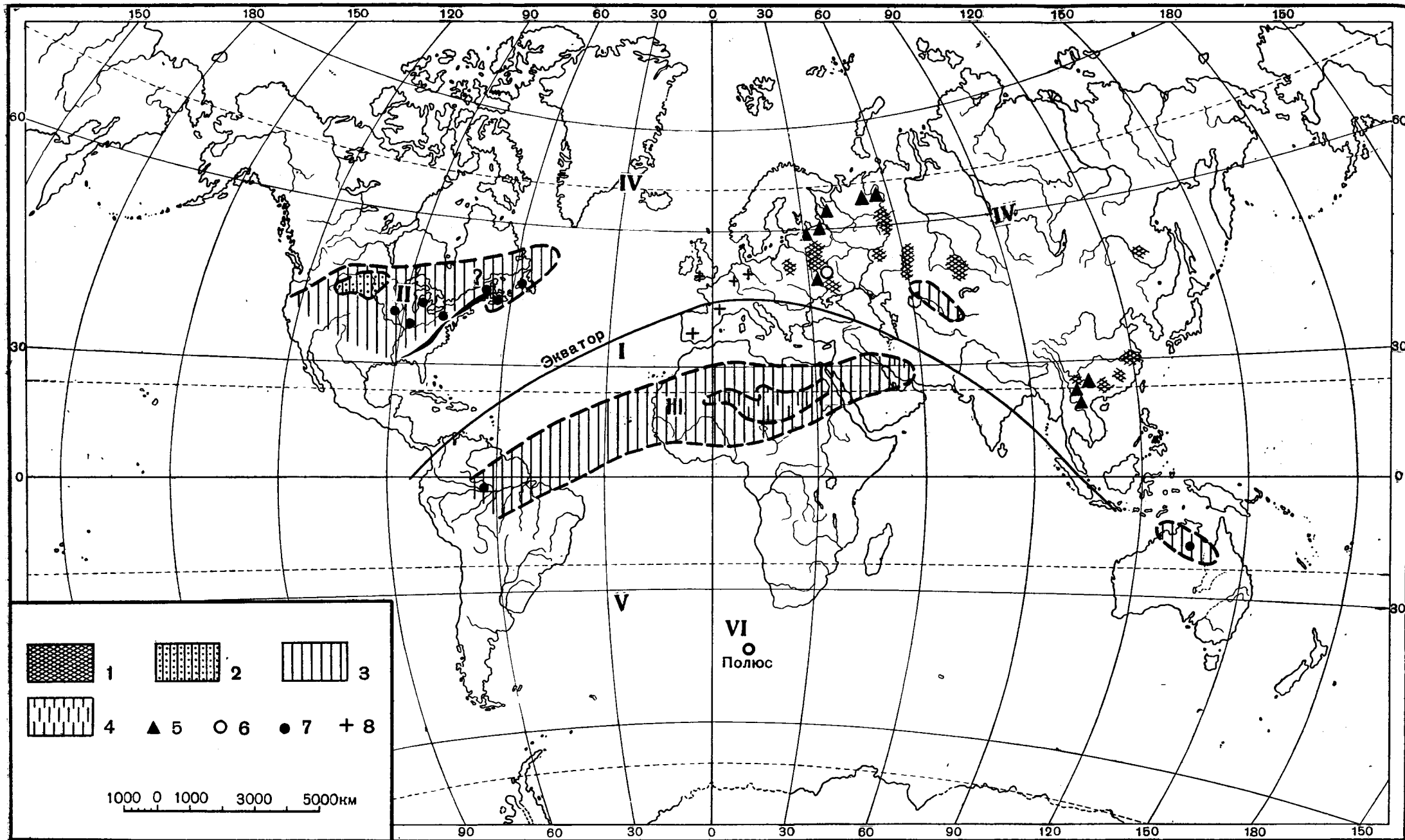
К югу от нее намечается второй участок с признаками влажного климата. Указанием на него является серия месторождений железных и марганцевых руд, протягивающаяся от Корнуолла (марганцевые руды) через Бельгию (оолитовые красные железняки нижнего, среднего и верхнего девона Арденн) в Рейнскую область, к Гарцу и на Судеты. Южнее известны оолитовые железные руды в Турции и в Сахаре (район Тиндуф). К сожалению, дальше на восток достоверные следы гумидной зоны пропадают и на карте ее пролегание показано условно.

Само собой разумеется, что границы описанных трех климатических зон могут быть даны лишь приближенно и в дальнейшем, с получением нового фактического материала, несколько изменятся. Однако основная черта среднедевонских климатических зон в северо-западной Евразии — расположение их полосами, резко выгнутыми на север, так же, как и в верхнем палеозое, устанавливается достаточно определенно.

Легко, однако, отметить и существенную разницу между пролеганием верхнепалеозойских и среднедевонских климатических зон. Она заключается в том, что *в среднедевонское время все три теплых пояса гораздо дальше смещены на север, чем в верхнем палеозое*. Если прочертить положение среднедевонского экватора, то получится, что самая северная точка его касается приблизительно 75° с. ш., а южный полюс расположится около 15° ю. ш. Иначе говоря, *в среднем девоне экватор и ось вращения были смещены к северу относительно верхнепалеозойских еще по крайней мере градусов на 30*; на противоположном тихоокеанском полушарии вторая половина экваториальной плоскости была соответственно смещена к югу.

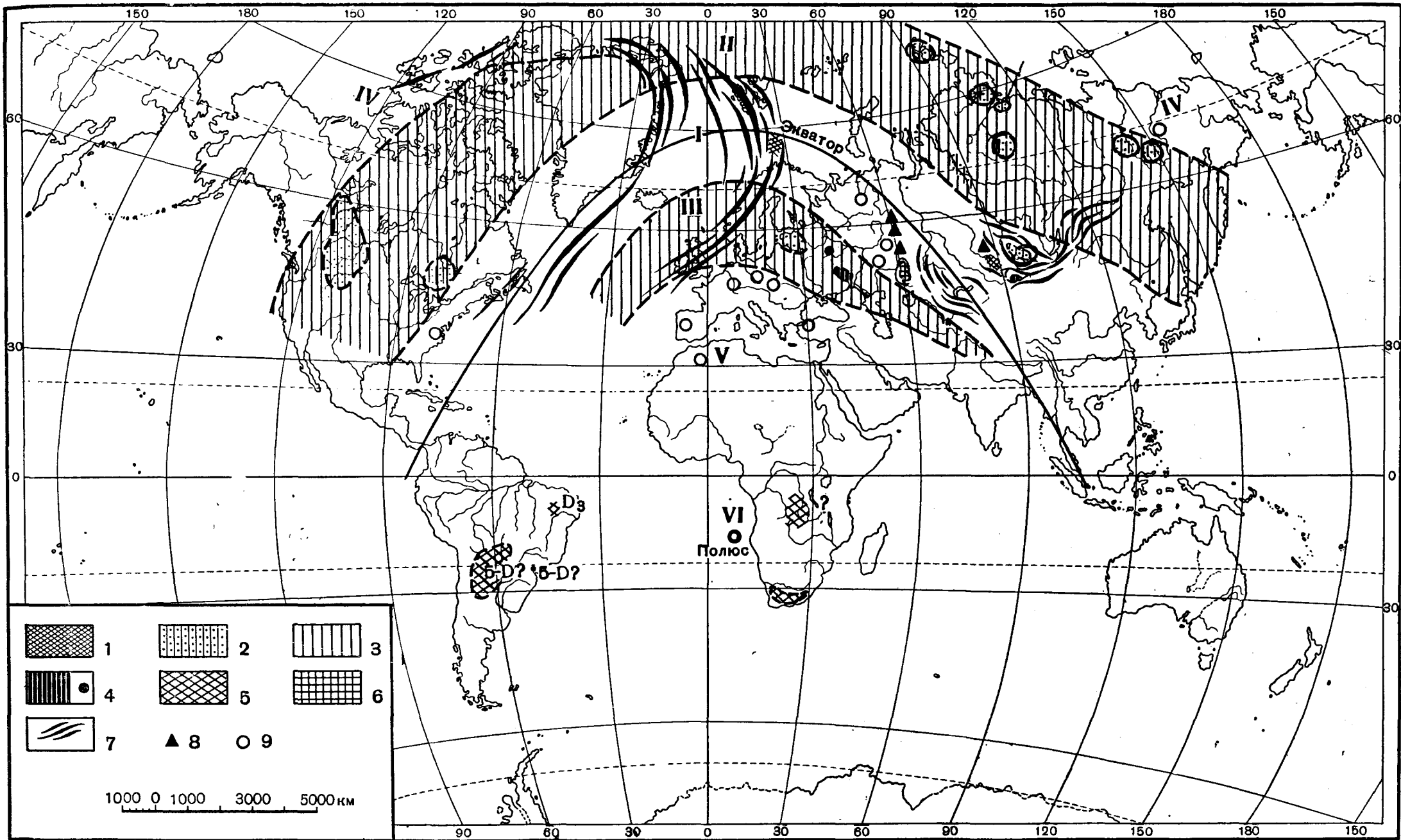
В предыдущих моих работах (Страхов, 1945, 1951) по климатической зональности Евразии в верхнем палеозое вообще и в девоне в частности, выполненных без учета тогда еще неизвестных в печати данных по Сибирской платформе и Новосибирским островам, аридная зона, проходившая через Русскую платформу, считалась северной, а гумидная зона, пролегавшая через Урал, рассматривалась как северная умеренная влажная. Сейчас, когда данные по Сибири и северо-востоку Азии стали известны, ошибочность прежней трактовки стала совершенно очевидной. *Полосу, проходившую через Урал и Западно-Сибирскую низменность, по всей совокупности данных должно рассматривать только как тропическую влажную*.

С такой трактовкой гораздо лучше вяжется ряд фактов, лишь с натяжкой входивших в прежнюю концепцию. В числе их укажем на широкое развитие в этой зоне бокситов, притом в крупных количествах, что по всему известному об условиях образования этих пород больше отвечает тропической влажной зоне, чем другим. Не случайно, что первые угольные накопления появляются именно в тропической влажной зоне: для интенсивного роста псилофитов — первых кустарниковых форм наземной растительности — наиболее благоприятные условия были, конечно, в тропической влажной зоне с ее повышенными температурами и обильной влагой. Точно так же не случайно, что первые остатки девонских стегоцефалов были обнаружены в Гренландии, т. е. тоже в пределах девонской тропической зоны: выход из моря на сушу животных и переход от жаберного



Фиг. 51. Климатическая зональность нижнего карбона.

1 — угленосные отложения; 2 — красноцветные толщи с гипсами; 3 — аридная зона; 4 — красноцветные сильно карбонатные отложения; 5 — бокситы; 6 — Fe-руды; 7 — гипсы; 8 — Mn-руды.
 Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная; V — южная умеренновлажная; VI — околополярная



Фиг. 52. Климатическая зональность среднего девона

1 — угленосные отложения; 2 — красноцветные отложения с гипсами; 3 — аридная зона; 4 — галогенные отложения; 5 — ледниковые отложения; 6 — Mn-руды; 7 — горные хребты; 8 — бокситы; 9 — Fe-руды.
 З о н ы: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная; V — южная умеренновлажная; VI — околополярная

дыхания к легочному, конечно, легче всего должен был произойти под тропиками с их воздухом, весьма богатым водяным паром.

Доказательства правильности предлагаемой трактовки девонской климатической зональности имеются, однако, не только в области северного полушария, но и на площади южного.

При принятом положении экватора южный полюс должен был располагаться где-то около 15° ю. ш. и, следовательно, Центральная и Южн. Африка входили в околополярную область. Это обстоятельство заставляет искать на указанной территории признаков древних ледниковых отложений. И действительно, таковые находятся.

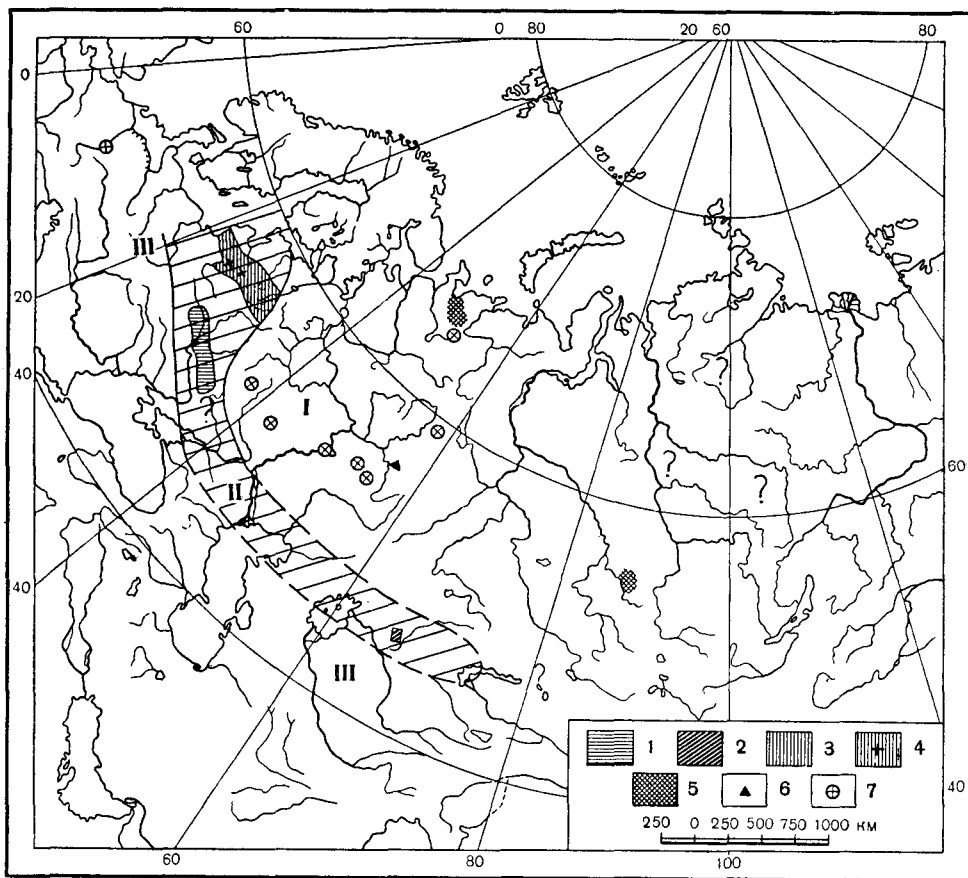
Из числа их укажем, прежде всего, на так называемую свиту Столовой горы, развитую на юге Африки, в системе Капских гор и относящуюся, по Дю-Тойту, к нижнему девону (или концу силура?). Это огромной мощности песчаниковая толща в основании и в верхней части разреза которой залегают глинисто-сланцевые горизонты небольшой мощности. Для нас интересен только верхний горизонт. Он имеет мощность около 100 м. «Нижняя треть его, — пишет Дю-Тойт, — сложена неслоистыми зеленовато-синими или красноватыми глинистыми сланцами, включающими редкие гальки и валуны. Последние состоят из кварца, кварцитов, песчаников, красных яшм, мицдалекаменных диабазов и гранитов. Распределение их в тонкозернистой массе случайно и не зависит от величины. Валуны и галька покрыты штриховкой, несмотря на твердость слагающих их пород. Во многих отношениях валунные слои напоминают вышеописанный верхнекарбонный тиллит Двайка, ледниковое происхождение которого несомненно. Переход от моренного горизонта в подстилающий песчаниковый и покрывающий глинисто-сланцевый — постепенный. В основании ледниковых образований нет покрытого штриховкой ложа» (Дю-Тойт, 1957, стр. 192), но в области их распространения найден участок, где подстилающие породы образуют острые локальные складки на глубину до 60—50 м со срезанными вершинками, представляющие собою несомненные гляциодислокации. Все эти данные позволяют со значительной уверенностью говорить о том, что в нижнем девоне южная оконечность Африки была на какой-то момент покрыта льдами. «Ледники, — пишет цитируемый автор, — возможно не слишком крупные, покрывали некоторое время окружающие горы. При их таянии выносился ледниковый ил, образовавший сланцевый слой. Затем снова наступили обычные условия» (стр. 195).

Для наших целей исключительный интерес представляет тот факт, что при образовании всей свиты Столовой горы, в том числе и ледникового горизонта, материал приносился с северо-запада или запада по сравнению с современным распространением свиты. Это означает, что «район оледенения, насколько это может быть восстановлено, располагался где-то на западе или на северо-западе» (стр. 192).

Еще более интересно, что значительно севернее, в бассейне Конго, в верхах системы Кунделунгу, уже давно были обнаружены два горизонта ледниковых отложений, один из которых принадлежит докембрию, другой же, менее мощный, по мнению Робера, «можно сблизить с толщиной тиллита в „свите Столовой горы“ капской системы» (Робер, 1940, стр. 124), т. е. с только что описанной ледниковой серией. При этом смена ледниковых отложений флювиогляциальными в данном случае происходит в направлении с северо-запада на северо-восток.

В самое последнее время Р. Мааком (Мааск, 1957) были сообщены интересные факты относительно достоверных следов оледенения в Южн. Бразилии. На восточном борту котловины Параны в 22 км к западу от Кастро в основании девонских отложений на протяжении около 30 км обнажается глинисто-конгломератовая серия, несущая явные следы ледникового происхождения. Она залегают несогласно на ровной поверхности порфири-

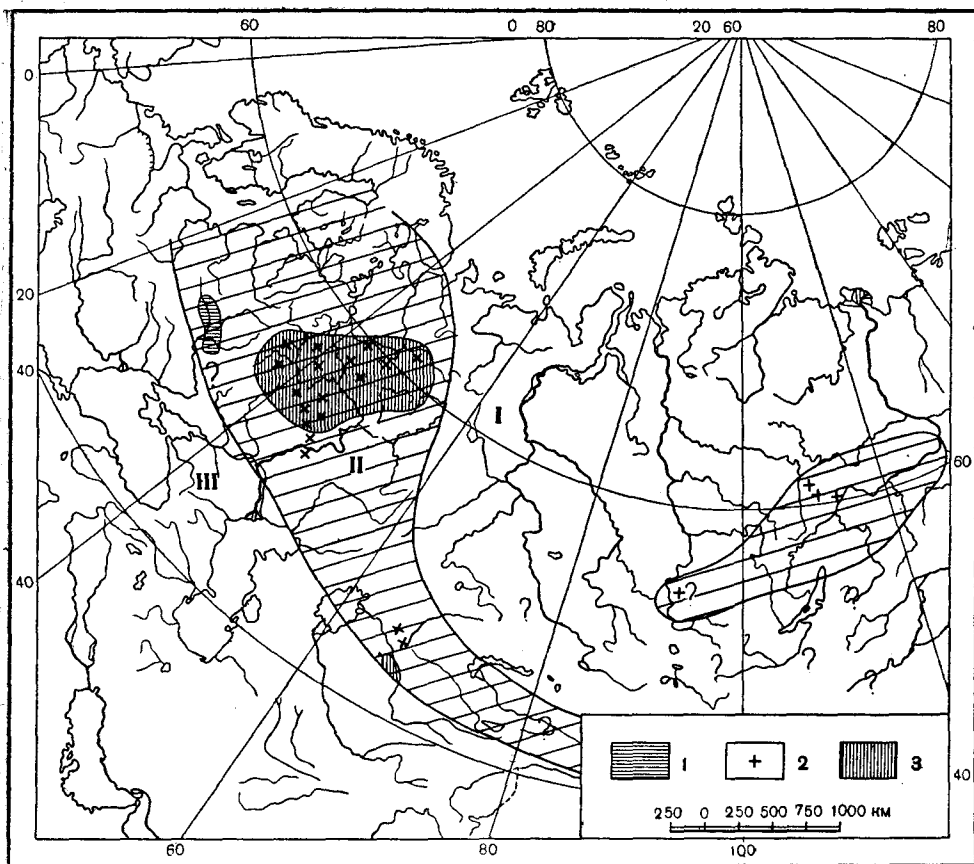
тового покрова и имеет мощность от 7 до 15,8 м. «В основании, — пишет Р. Маак, — можно видеть неслоистый и несортированный горизонт 6 м мощностью, напоминающий тиллит. Выше следует пятиметровый пласт валунного материала в слегка слоистой основной массе. Общая масса этого осадка показывает яркую буро-красную окраску, обусловленную окислами



Фиг. 53. Климатическая зональность начала франкского века на северо-западной части Евразии

1 — соли; 2 — гипсы; 3 — доломиты; 4 — доломиты с прослоями гипса; 5 — угли; 6 — бокситы; 7 — железные руды. Зоны: I — тропическая влажная; II — южная засушливая; III — южная умеренная

железа... Заключительный (верхний) слой от 1,5 до 3 м мощностью имеет светлую серо-голубую окраску и опять неслоист. При ближайшем рассмотрении можно, однако, и в этом горизонте установить слабую завалурованную слоистость несортированной основной массы, в которой плавают валунный материал изменчивых размеров. Валунные несут ясные черты ледниковой штриховки». Р. Маак трактует эти отложения как донную морену, отложенную в озере; на это указывает и то обстоятельство, что к северу моренное отложение все яснее приобретает характер субаквального образования, т. е. переходит в Drifkonglomerat и в озерные осадки. По возрасту эти ледовые осадки являются точным аналогом ледниковых отложений Столовой горы Южн. Африки и относятся Р. Мааком к концу готландия либо нижнему девону. Сходные образования отмечаются им и несколько западнее, в прекардильере.



Фиг. 54. Климатическая зональность фаменского века на северо-западной части Евразии
 1 — NaCl; 2 — линзы гипса; 3 — доломиты. Зоны: I — тропическая влажная;
 II — южная засушливая; III — южная умеренная

Нетрудно видеть, что все эти нижнедевонские местонахождения ледниковых отложений хорошо согласуются с локализацией южного полюса, место которого было намечено на основании совсем других данных, независимо от указанных следов деятельности ледников.

Все это позволяет думать, что общий план климатической зональности среднедевонской эпохи намечен правильно и что его существенные отличия от верхнепалеозойского климатического плана, действительно, имели место в прошлом.

И опять встают вопросы: когда же произошла смена одного плана другим? И в какие более древние эпохи еще может быть установлено существование среднедевонского плана климатической зональности? Решение этих вопросов в данном случае гораздо более затруднительно, чем аналогичных им для конца палеозоя — начала мезозоя.

Обращаясь к верхнему девону, можно отметить два следующих факта. Как видно из схем (фиг. 53, 54), в франкий и фаменский века засушливая область, аналогичная южной аридной среднедевонской, еще существует, причем в течение франского века заметно сокращается по размерам, а в фаменское — вновь несколько увеличивается. В то же время на северо-востоке Азии в верхнем девоне всякие следы галогенных отложений исчезают и только на крайнем юго-востоке Сибирской платформы, в районе

Кемпендия, и в Минусинской котловине мы еще улавливаем в фаменское время их ничтожные следы (Н. М. Чумаков, Г. И. Теодорович). Эти факты следует, мне кажется, толковать как указание на то, что в верхнем девоне уже началась радикальная перестройка климатических зон; в турне она продолжалась, а в висте новый план зональности уже оформился. То, что местами, как, например, на Русской платформе (южная аридная зона), прежний режим задержался аномально долго, а потом быстро сменился новым, вызывалось, вероятно, какими-то, нам пока неясными, локальными условиями. Вспомним, что нечто аналогичное наблюдалось в триасе Зап. Европы. Там крупный кусок аридной области устойчиво сохранялся до конца кейпера, когда кругом ясно обозначалась гумидизация климата, а затем быстро исчез, сменившись уже в лейасе гумидным климатом. Напрашивается еще и другая аналогия. После смены верхнепалеозойской климатической зональности мезо-кайнозойской самые первые моменты существования этой последней — нижне- и среднеюрская эпохи — ознаменовались резко выраженной, хотя и кратковременной, общей гумидизацией климата.

Совершенно также после замены в верхнем девоне — турне среднедевонского климатического плана верхнепалеозойским в висте отмечается не менее резкая гумидизация общего климатического режима Земли. Все эти факты и совпадения позволяют думать, что в течение верхнего девона — турне, действительно, имела место радикальная перестройка плана климатической зональности лика Земли: исчезал план среднедевонский, нарождался верхнепалеозойский.

Что касается времени существования среднедевонского климатического плана, то для выяснения его автор, ввиду малочисленности фактических данных, поступил следующим образом. На картах (фиг. 55, 56) были нанесены известные в литературе местонахождения пород-индикаторов ордовичского и силурийского периодов, а затем на эти карты были перекопированы очертания среднедевонских климатических зон. Нетрудно убедиться, что фактический материал по силуру и ордовику легко и без натяжек уложился в среднедевонскую климатическую зональность. Особенно хорошо оправдываются для силура северная и южная аридные зоны. Тропическая влажная устанавливается лишь на ее американском конце, где к началу верхнего силура относится огромная полоса клинтонаских руд в Аппалачах, штатах Нью-Йорк и Висконсин. То, между двумя железорудными полями в данном случае вклиниваются галогенные поля, объясняется их разновозрастностью: клинтонаские руды относятся к самому началу силура, галогенные же породы — к концу его; от одного момента времени к другому, очевидно, имело место некоторое изменение очертаний аридного пояса; такие локальные смещения климатических зон были, как известно, самым обычным явлением в истории Земли. Недокументированной остается южная умеренно-влажная зона силура. В ордовике по-прежнему хорошо обосновывается северная аридная зона, но без доказательств остается южная засушливая. Для тропической влажной документами являются: на западе — аренигско-лландейльские морские оолитовые гематит-шамозит-сидеритовые руды на Нью-Фаундленде (с огромными запасами порядка 8×10^9 т) и марганцевые руды округа Батсвил и Нью-Йорк; на востоке — железные руды ордовика Зап. Саян. Южная гумидная зона засвидетельствована железорудными месторождениями Чехии, Бретании, Нормандии, Англии и Мп-рудами Бельгии; стратиграфически они принадлежат всем ярусам силура, но главным образом арениг-лландейло.

Что касается ледниковых отложений, возникших внутри южнополярной ледниковой зоны, то точная стратиграфия их пока отсутствует и потому их трудно изобразить на наших картах. Но что холодный климат в силуре и ордовике заведомо существовал на территории Бразилии и

Южн. Африки, об этом уже давно пишут все исследователи, занимавшиеся геологией нижнего палеозоя названных регионов (Кренкель, Дю-Тойт, Герт и др.). Весьма выразительно подчеркнул это обстоятельство недавно Р. Маак (1957): «В южноамериканской части Гондваны,— пишет он,— с начала палеозоя до перми господствовал холодный климат. Распространение морен материковых ледников доказывает, что бразильская часть Гондваны климатически соответствовала части южнополярной ледовой шапки. Вместе с тем удивительное сходство климатических условий африканской части Гондваны, где также наблюдаются отложения холодного климата от верхнего протерозоя через силур и девон к верхнему карбону, с условиями бразильской площади делает неизбежным вывод, что оба эти региона одновременно образовали ледовые покровы» (стр. 585—587).

Отмеченные совпадения в локализации силурийских и ордовичских пород-индикаторов с климатическими зонами, выявленными для среднедевонской эпохи, позволяют утверждать, что этот план зональности существовал уже в силурийско-ордовичское время, т. е. был типично-нижнепалеозойским. Существовал ли он уже в кембрии, сказать с уверенностью пока нельзя. Нахождение галогенных отложений (гипсов и солей) на всем пространстве Сибирской платформы в общем хорошо укладывается в рамки северной аридной зоны нижнего палеозоя. Марганцевые руды Усинского месторождения, бокситы Боксона, железные руды Манчжурии (и М. Хингана?) и бокситы южного Приморья — с одной стороны, и железомарганцевый горизонт Каратау — с другой, отвечали бы тропической влажной области. Наконец, соли в нижнем кембрии на севере Индии и в Южн. Иране (Ларистап) характеризовали бы южную аридную зону. Эти совпадения говорят в пользу того, что климатическая зональность кембрия была аналогична зональности силура — ордовика — среднего девона. Но площадь наблюдения невелика и потому это заключение имеет пока условное значение.

Общая длительность существования нижнепалеозойского плана климатической зональности, если принять ее наличие и в кембрии, оказывается порядка 200×10^6 лет.

8. Общая схема эволюции климатической зональности за послепротерозойское время

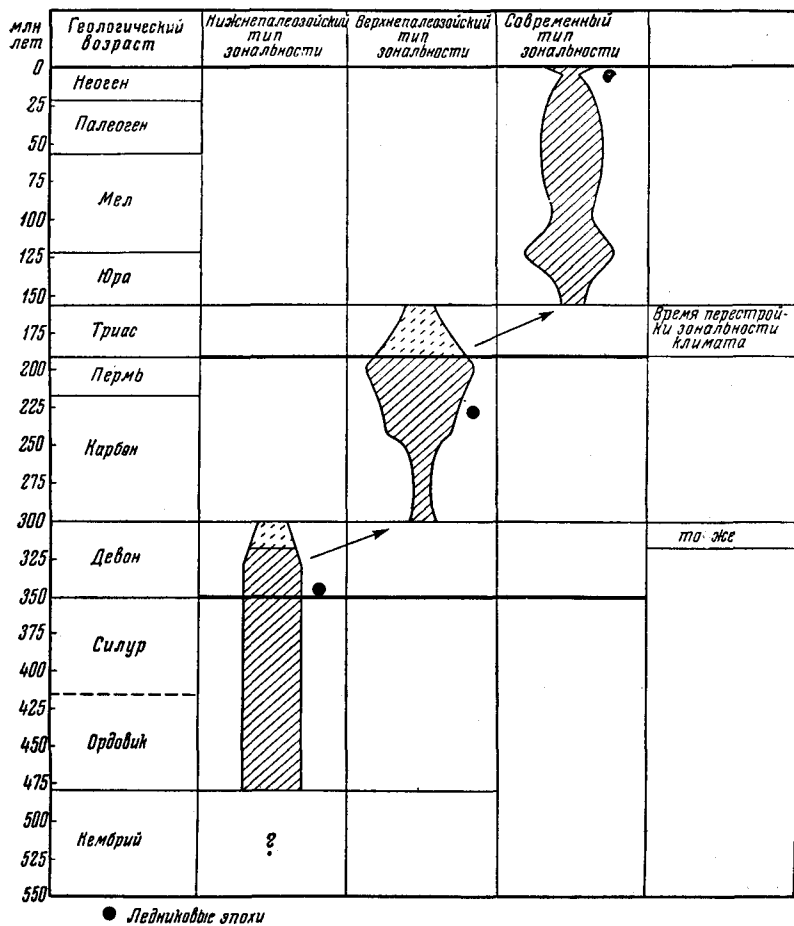
Обобщая изложенный выше фактический материал, можно считать установленными следующие основные факты, касающиеся климатов прошлых геологических периодов.

1. *За послепротерозойское время последовательно сменились три типа климатической зональности, ясно отличающиеся один от другого расположением теплых поясов относительно современного экватора (фиг. 57).*

В нижнепалеозойское время плоскость экватора была ориентирована так, что пересекала меридианы $0-10^\circ$ в. д. под углом около 75° к современной экваториальной плоскости; северный полюс лежал почти в центре Тихого океана, южный — у побережья Африки. Северная аридная зона протягивалась от территории США почти через полюс, уходя в область островов Франца-Иосифа, Северной Земли и Сибирской платформы. Южный аридный пояс охватывал северную часть Атлантического океана, Англию, Балтийский щит, центральную часть Русской платформы, Центральную Азию. Между ними в области южной Гренландии, Новой Земли, Урала, Зап. Сибири лежала тропическая влажная зона.

В верхнепалеозойское время плоскость экватора пересекала меридианы $0-10^\circ$ в. д. под углом около 45° к современной экваториальной плоскости; северный полюс располагался вблизи средней части Алеутских островов,

южный — вблизи южной оконечности Африки. Северная аридная зона образовывала широкую полосу, начинающуюся в западной части США и проходящую через Лабрадор, южную оконечность Гренландии, Исландию к Балтийскому щиту, отсюда наискось в юго-восточный угол Русской платформы и в Среднюю Азию. Южный аридный пояс протягивался от Бразилии в Сев. Африку и отсюда — в Зап. Австралию. Тропическая влажная

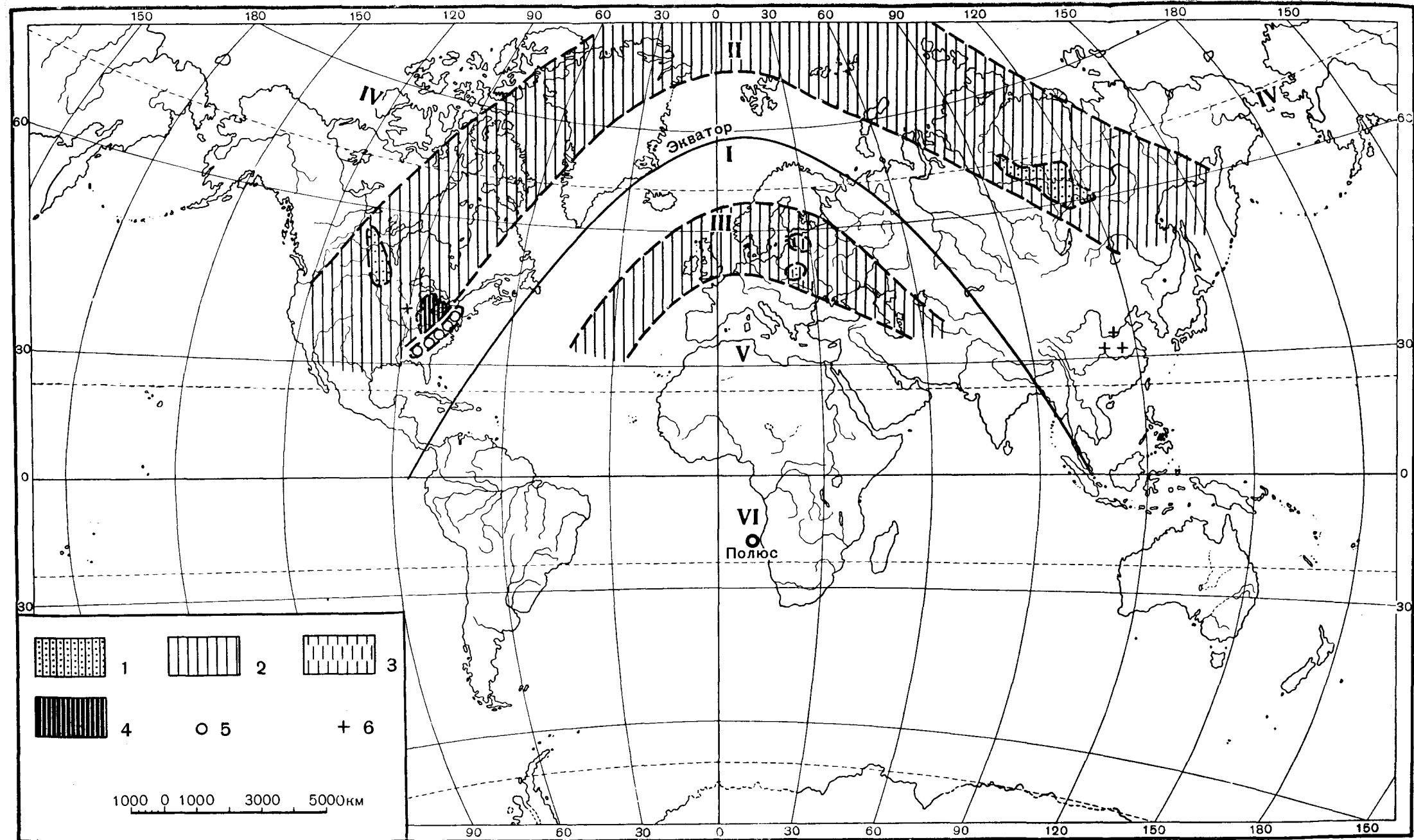


Фиг. 57. Эволюция типов климатической зональности в истории Земли

зона охватывала восточную часть США, Зап. и Южн. Европу, продолжаясь в Южн. Азию и в Сев. Австралию.

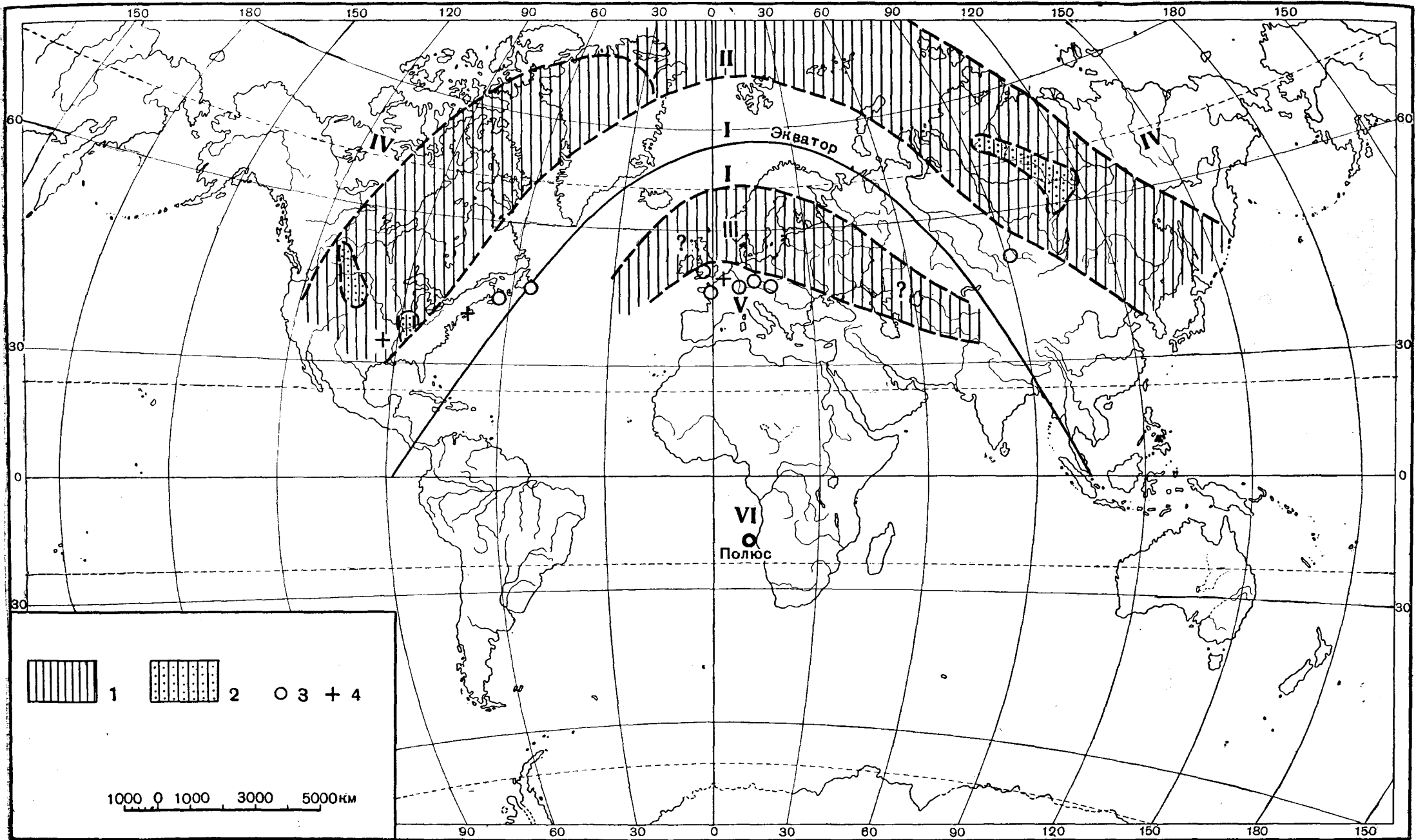
Мезо-кайнозойский план климатических зон, начиная с юры, отвечал современному их расположению на поверхности Земли и неотличим от последнего.

2. Наличие трех последовательно друг друга сменявшихся планов климатической зональности в послепротерозойское время позволяет говорить о трех этапах в эволюции климатического режима в послепротерозойской истории Земли. Время существования каждого этапа обнимает около 150—160 млн. лет. Хронологически климатические этапы отвечают в общем этапам тектонического развития Земли, но характерно сдвинуты относительно последних. Так, каледонский климатический этап кончается в девоне; герцинский начинается с нижнего карбона и заканчивается в



Фиг. 55. Климатические зоны готландия

1 — красноцветные отложения с гипсами; 2 — аридная зона; 3 — красноцветные сильно карбонатные отложения; 4 — соленосные отложения; 5 — Fe-руды; 6 — Mn-руды.
 З о н ы: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная; V — южная умеренновлажная; VI — околполярная



Фиг. 56. Климатические зоны ордовика

1 — засушливая зона; 2 — красноцветные отложения с гипсами; 3 — Fe-руды; 4 — Mn-руды.

Зоны: I — тропическая влажная; II — северная аридная; III — южная аридная; IV — северная умеренновлажная; V — южная аридная; VI — околуполярная

триасе; альпийский начинается с юры и еще не закончен донныне (фиг. 57). *Каждый климатический этап, таким образом, несколько запаздывает относительно этапа тектонического как в своем начале, так и в окончании.*

3. Несомненно, что в течение каждого этапа наклон плоскости экватора и положение оси вращения Земли не оставались строго постоянными в пространстве, но как-то менялись. К сожалению, существующие литологические и палеонтологические данные не позволяют пока достоверно следить за этими перемещениями. Все, что можно сказать о них, сводится к утверждению, что амплитуды этих перемещений были очень невелики и укладывались в пределы погрешности палеоклиматических карт, которые для угла наклона экватора по широте, как неоднократно указывалось выше, не превосходят $\pm 5-6^\circ$, для локализации же апикальных верхней и, соответственно, нижней точек экватора по долготе не превосходят $\pm 15^\circ$.

В очерченных относительно ограниченных пределах наклон экватора и положение оси вращения могли меняться без того, чтобы быть уловленными на картах. Стало быть, по темпам эти перемещения могли быть лишь весьма медленными.

Существенно иначе обстояло дело в переходные эпохи, когда один план климатической зональности сменялся другим, т. е. в верхнем девоне и в триасе. Здесь за промежуток времени каждый раз в 20—25 млн. лет наклон плоскости экватора изменялся; в триасе примерно на $40-45^\circ$, в верхнем девоне на 30° . Средняя скорость смещения достигала примерно 18—19 см в год. Характерно, что это ускоренное изменение в положении экватора и оси вращения Земли отчетливо начинало проступать в конце каждого тектонического этапа, когда свойственные ему тектонические преобразования были завершены или близки к завершению. *В течение же самого тектонического этапа, несмотря на неоднократные проявления орогенетических движений, смещения экватора и оси вращения были несравненно более медленными.*

4. Смещения экватора и полюсов во всей послепротерозойской истории Земли совершались в одном и том же направлении, а именно таким образом, что древняя экваториальная плоскость от резко наклонного (на 75°) положения по отношению к современной экваториальной плоскости последовательными движениями приближалась к последней и, наконец, совпала с ней. Ось вращения Земли при этом перемещалась, вероятно, не строго в одной и той же плоскости, но отклонения от нее, судя по картам, были невелики и умещались в пределах сектора 10° з. д.— 20° в. д.

5. Как в эпохи замедленных перемещений оси и экватора, так в особенности в эпохи смены одного плана климатической зональности другим очертания и размеры климатических поясов заметно менялись.

Особенно характерный климатический режим был свойствен нижнекарбоновой и лейас-доггеровой эпохам, т. е. первым моментам существования герцинского и альпийского климатического планов. В обоих случаях имела место резко выраженная гумидизация климата на всей поверхности Земли, т. е. резкое расширение гумидных зон за счет аридных. В верхнепермскую, верхнеюрскую, палеогеновую эпохи, напротив, отмечается расширение аридных областей за счет гумидных.

6. Наряду с колебаниями в разные периоды размеров и очертаний климатических зон имеются некоторые признаки и чисто температурных изменений на поверхности Земли; с достоверностью улавливаются они, правда, лишь на последнем этапе климатической эволюции. Если принять среднюю температуру поверхности Земли в нижне- и среднеюрскую эпохи за отправной пункт, то в нижнемеловую эпоху произошло, по-видимому, ощутительное повышение температуры; в верхнем мелу и особенно в палеоцене, наоборот, наступило понижение, но до более высокого уровня, чем в юре; в эоцене — новый скачок вверх до нижнемелового уровня, потом

непрерывное понижение температур вплоть до четвертичного периода, когда температура была наименьшей за весь альпийский климатический этап. Хотя такого рода температурные колебания пока неизвестны для более древних этапов климатической эволюции, однако едва ли можно сомневаться в том, что они со временем и в них будут открыты.

7. Три известные в послепротерозойское время ледниковые эпохи происходили в периоды замедленных перемещений земной оси и экватора и, следовательно, не связаны с их движениями.

9. О факторах, контролировавших эволюцию климатической зональности в послепротерозойской истории Земли

Наблюдая, как то резко, то незначительно сдвигались во времени на поверхности Земли пояса ледового, гумидного и аридного климата, естественно, задаешься вопросом: а каковы же были причины, обусловившие эти перемещения?

Этот вопрос следует расчленить на три частных: а) что вызывало изменение плана климатической зональности при переходе от одного тектонического этапа к другому; б) что стимулировало изменение конфигурации и размеров климатических зон внутри каждого этапа эволюции климатов; в) что явилось причиной колебаний температур на поверхности Земли в ходе каждого этапа.

Ответы на эти вопросы, понятно, могут быть пока гипотетические, но даже и гипотезы в этом деле представляют большой интерес. Тот факт, что климатические этапы в общем совпадают с тектоническими, хотя и запаздывают несколько относительно последних, доказывает, что *причины, вызывающие перемещения оси вращения и положение экватора, имеют земное происхождение и связаны с жизнью вещества, слагающего нашу планету.*

Тектонические движения литосферы, по всей вероятности, являются лишь отражением более серьезных процессов, происходящих в веществе глубоких частей земного шара. И те и другие процессы имеют своим результатом возникновение асимметрического распределения масс относительно оси вращения Земли. На поверхности Земли асимметрия наглядно проявляется в локальном расположении смятых в складки и пропитанных интрузиями участков; вполне вероятно, что такого же рода асимметрия прослеживается и в более глубоких зонах Земли и, может быть, даже выражена там сильнее, чем на поверхности. Но оформление асимметрического — относительно оси вращения — расположения масс неизбежно стимулировало приспособление оси к этому новому распределению масс; а отсюда — изменение положения экваториальной плоскости и связанных с нею климатических поясов. При этом суть процесса заключалась, по видимому, не в реальном изменении астрономической оси вращения нашей планеты, — ось эта в пространстве была постоянной, — а в некотором повороте вращающегося земного шара около зафиксированной пространственно астрономической оси.

Тот факт, что приспособительные движения Земли протекали во времени неравномерно, усиливаясь к концу каждого тектонического этапа и к началу следующего, указывает, что для реализации медленных поворотов земного шара требовалась количественно значительно выраженная асимметрия масс, исподволь возникавшая в ходе каждого тектонического этапа. *Новое качество, т. е. новый значительный поворот Земли и новое пролегание климатических зон являлись результатом длительного накопления малых количественно порций асимметрично расположенных масс;* и только с достижением определенного уровня диссимметрии начиналось приспособление к ней всей вращающейся массы нашей планеты. Отсюда

неравномерный, то замедленный, то ускоренный характер эволюции климатического режима Земли, хотя темпы смещений оси даже в эпохи ускорений крайне малые: 18—19 см в год, а длились эти периоды ускорений по 20—25 млн. лет каждый.

Что касается постоянства направления перемещений экватора и климатических зон в истории Земли, то оно отвечает характеру послепротерозойских тектонических преобразований литосферы. К концу докембрия в последней создалась огромная платформенная гондванская масса, расположенная в те времена около южного полюса и спускавшаяся двумя огромными языками — южноамериканским и австралийским — в тогдашние более низкие широты, вплоть до экватора (Австралия). На противоположном полушарии вместо единой платформенной массы существовало несколько меньших по размерам платформенных массивов — Северо-Американская, Гренландская, Русская, Сибирская и Китайская платформы, между которыми были расположены геосинклинальные участки. Последующая тектоническая история литосферы свелась к тому, что в современном северном полушарии в результате смятия геосинклиналей увеличились платформенные области, причем литосфера одновременно обогатилась тяжелым веществом, перенесенным снизу вверх в процессах эффузий и интрузий. В современном же южном полушарии единая Гондванская масса последовательно раскалывалась, а крупные участки ее погружались, формируя глубокое дно Атлантического и Индийского океанов. Эта асимметрия в тектонической эволюции северного и южного полушарий, длительно проявлявшаяся в послепротерозойской истории Земли, естественно вызвала и поддерживала однообразное, т. е. в одном общем направлении протекавшее, смещение экваториальной плоскости и оси вращения Земли, на что уже было указано в литературе (Рухин, 1955). В настоящее время в советской геологической литературе усиленно подчеркивается асимметрия в тектоническом развитии западного — притихоокеанского полушария и восточного — приатлантического. Не оспаривая этого представления, укажем лишь, что наряду с диссимметрией развития восточного и западного полушарий существовала и имела, по-видимому, даже большее значение диссимметрия в тектоническом развитии северного и южного полушарий, повлекшая за собою смещения экваториальной плоскости и полюсов и эволюцию климатических зон.

Правильны или ошибочны эти гипотетические соображения — покажет будущее. Сейчас же для нас важно подчеркнуть, что *независимо от всяких теоретических истолкований наличие смещений климатических зон в геологическом прошлом — есть реальный факт, который нельзя сбрасывать со счетов не только в теории литогенеза, но и при рассмотрении общей истории Земли и ее тектонической эволюции, в частности.* Эта мысль за последние 10 лет все более укореняется в литературе (Флоп, 1952; Рухин, 1955; Страхов, 1945—1951; Лотце, 1957, и др.).

Если механизм смещения климатических зон в геологическом прошлом представляется пока в общих и гипотетических чертах, то изменения конфигурации и размеров аридных и гумидных поясов следует целиком и с уверенностью относить за счет перемен в распределении суши и моря, а также в локализации горных кражей. Некоторые черты палеоклиматологии кайнозоя, мезозоя и верхнего палеозоя легко истолковываются уже при современном состоянии знаний. Так, нельзя не заметить, что в течение всего мезо-кайнозоя восточные части Сев. Америки и Азии, а также восточная половина Южн. Америки обладали гумидным климатом, а аридные ареалы были смещены в более западные их части или же вовсе на западную окраину континента, как, например, это имело место в Южн. Америке. Причиной являлось постоянное наличие огромного Тихого океана восточнее Азии и Атлантического океана восточнее Сев. и Южн. Америки, с

которых массы влаги переносились на восточные части континентов, мало достигая западных их частей. Во вторую половину альпийского этапа, когда (в конце мела) были созданы горы восточной Азии и на западе Америки, эти новые элементы рельефа только усилили различия в гумидности восточных и западных частей названных континентов. Постоянное расчленение северной аридной зоны, начиная с юры, на два аридных ареала — Северо-Американский и Европейско-Африкано-Азиатский явилось результатом возникновения огромной полосы атлантических вод.

В верхнем палеозое северная аридная зона, напротив, по всем признакам пролегла единой широкой лентой от Средней Азии до западных частей США; это отвечало наличию огромного существовавшего тогда континента (платформы) Лавразии. То же имело место, по-видимому, и на южном континенте Гондваны, тогда еще не расчлененном, вернее только начинавшем расчленяться в перми. Огромная ширина северной аридной зоны в перми объясняется вероятно, наличием меридиональных горных цепей Урало-Алтайской складчатой зоны, задерживавших ветры, дувшие с востока, и несомую ими влагу. Характерно, что колоссальный кунгурский солеродный морской водоем Русской платформы располагался непосредственно с подветренной стороны Урало-Алтайской зоны, в ветровой тени, в области, куда приносился, несомненно, минимум влаги. То же относится и к огромным североамериканским солеродным водоемам перми, также находившимся в ветровой тени Аппалачских гор. Но северогерманский цехштейновый бассейн лежал уже более открыто и его солеродная часть поэтому меньше, чем в западноамериканском и восточноевропейском бассейнах. Нельзя не заметить также, что все аридные области в верхнепалеозойских геосинклинальных зонах отличаются весьма малым развитием сравнительно с тем, что наблюдается на платформах; при этом аридные области имеют вид небольших пятен, протягивающихся по простиранию огромных аридных полос платформенных континентальных массивов. Это различие стояло в связи, видимо, с тем, что геосинклинали отличались преобладанием морей с небольшими гористыми островами в них, т. е. ландшафтом, в котором аридные условия с трудом создаются и мало отпечатываются в осадках.

Примером влияния геоморфологических условий на климатический режим верхнего палеозоя является возникновение ледниковых отложений в тогдашней экваториальной зоне — в Индии и восточной Австралии. Ледники здесь были, несомненно, горного типа; в восточной Австралии они, кроме того, ассоциировались с вулканическими очагами, извержения которых многократно проплавливали отдельные ледники и служили причиной возникновения силевых потоков, выбрасывавших в море несортированный валунно-моренный материал.

Данные о климатической зональности нижнего палеозоя пока столь общи, что анализировать их с точки зрения их связей с геоморфологией земной поверхности преждевременно.

Выше указывалось, что ширина аридных зон не оставалась постоянной, но то увеличивалась, то уменьшалась. Две эпохи — лейас-доггерова и нижнекарбонная среди остальных отличались особо сильной гумидизацией климата на всей поверхности Земли. Характерно, что их историко-геологическая позиция очень сходна: *в обоих случаях гумидизация климата наступала прямо же после эпохи смены одного плана климатической зональности другим.* Едва ли такое совпадение случайно. Эпоха смещения экваториальной плоскости из одного положения в другое и одновременных передвижений аридных зон должна была, несомненно, сопровождаться резким нарушением вертикальной циркуляции атмосферы и деформацией, а то и полным уничтожением тех постоянных потоков нисходящих воздушных масс, которые создавали барические максимумы и засушливые

участки. Лишь постепенно после установления нового климатического плана оформлялись новые, постоянные по площади, участки нисходящих потоков воздушных масс по обе стороны от экватора и вырабатывался новый стабильный режим атмосферной циркуляции. Время же ломки старого режима и первые моменты установления нового, как неблагоприятные для существования устойчивой системы воздушной циркуляции, отрицательно должны были сказаться прежде всего на размерах и локализации нисходящих приэкваториальных воздушных течений, т. е. на локализации и устойчивости именно аридных ареалов. Наименьшие из них по площади стирались, уцелевали в уменьшенных размерах и измененных очертаниях большие. Вот почему в эпохи ломки старого режима атмосферной циркуляции и некоторое время позже наблюдается общее сокращение аридных ареалов, т. е. всеобщая гумидизация климатов.

Более мелкие изменения очертаний аридных зон, вызывавшие то появление местных языков аридного климата на площади гумидной, то локальное вытеснение гумидным режимом аридных условий, что можно видеть в многих наших картах (особенно для палеогена), коренятся, конечно, в местных же изменениях соотношений суши и моря, в топографии континентов и т. д. К сожалению, указать достоверные *конкретные топографические основы* для подобных изменений до сих пор, как правило, не удается, и наше заключение о причинах локальных климатических изменений имеет поневоле пока общий и абстрактный характер.

В рассуждениях о климатических изменениях в геологическом прошлом в качестве одной из причин указываются обычно колебания интенсивности солнечной радиации, содержания в атмосфере Земли углекислоты и водяного пара и другие физические явления. До сих пор мы не прибегали к такого рода гипотезам, ибо не видели для этого достаточных оснований. Но наличие в прошлом колебаний не только влажности климата, но и его средней температуры, заставляет вспомнить и об указанных только что физических процессах и, может быть, в них видеть фактор общих температурных изменений на поверхности Земли.

10. О значении климатической зональности литогенеза для некоторых проблем геологии

Одной из важнейших проблем геологии в настоящее время является изучение закономерностей размещения осадочных полезных ископаемых. Нетрудно понять, что описанные выше карты палеоклиматической зональности породообразования имеют к этой проблеме самое непосредственное отношение.

В самом деле, *все породы-индикаторы климата одновременно являются и важнейшими полезными ископаемыми*. Очерчивая для каждого отрезка геологического времени пролегание гумидных зон, мы тем самым выделяем на тогдашней поверхности Земли области, которые были благоприятны для формирования химической коры выветривания, каолинов, россыпных месторождений Au, Pt, Ti, алмазов и других тяжелых элементов, а также бокситов, железных и марганцевых руд и углей; одновременно выявляются области, запрещенные для их образования. Точно так же, намечая расположение областей аридного климата, мы тем самым указываем пояса земной поверхности, потенциально благоприятные для возникновения и массового накопления доломитов, медистых песчаников, осадочных руд Pb и Zn, гипса, галита, калийных солей, флюорита, целестина, боратов, брома; одновременно намечаются зоны, запрещенные для формирования всех этих накоплений. Таким образом климатическая зональность литогенеза *дает одновременно первую широкую схему пространственного размещения*

на поверхности Земли большого числа важнейших осадочных полезных ископаемых, является, так сказать, первым приближением в познании закономерностей их локализации.

При рассмотрении наших палеоклиматических карт выясняется еще и другая характерная их черта — весьма неравномерное распределение любого полезного ископаемого на площади климатически благоприятного для него пояса.

Накопление любого компонента образует внутри разрешенной для него зоны, с одной стороны, сгущения, в которых сосредоточено много месторождений, с другой разрежения, где на больших пространствах накоплений данного элемента нет. Сгущения накоплений применительно к угольным месторождениям были названы П. И. Степановым (1937) узлами; применительно к бокситам, Fe и Mn-рудам такие сгущения именовались мною рудными провинциями или рудными узлами.

Причин возникновения рудных узлов, как мне уже неоднократно приходилось указывать, две. Одной из них является характер тектонического режима на той или иной части пояса, климатически благоприятного для рудообразования. Рудные узлы возникали там, где благоприятный климат сочетался с необходимыми ландшафтно-тектоническими условиями; там же, где последние были противопоказаны для рудообразования, их действие, так сказать, погасало благоприятное влияние климата, и в результате разлоба этих двух факторов рудонакопления не возникало¹.

Другим обстоятельством, содействовавшим образованию рудных узлов внутри областей благоприятного климата, было влияние петрографического состава водосборных площадей. Дело в том, что ряд элементов (Pt, Au, Ti, Sn, алмазы, радиоактивные вещества, многие другие малые элементы) находится в столь малых количествах в земной коре, что для возникновения их осадочных накоплений становится необходимым их некоторая предварительная концентрация в исходных магматических породах. Рудные узлы во всех таких случаях формировались там, где кроме необходимого климата и подходящих ландшафтно-тектонических условий имелась также более или менее заметная концентрация данных элементов в исходных породах.

Из сказанного видно, что пояса осадочных накоплений любого компонента — это климатические зоны, разрешающие их формирование, а узлы — это области внутри зон, где благоприятный климатический режим сочетался с нужными же ландшафтно-тектоническими условиями, а в ряде случаев и с подходящим петрографическим составом водосборов. Поэтому палеоклиматические карты, построенные на принципах, изложенных в начале главы, оказываются вместе с тем картами, демонстрирующими некоторые основные закономерности размещения главнейших осадочных полезных ископаемых и позволяющие при их анализе с этой точки зрения вскрывать механизм, контролирующий само это размещение. Это обстоятельство достаточно показывает их значение для учения об осадочных полезных ископаемых.

Но климатическая зональность, как она обрисована в этой работе, имеет отношение и к совсем другой, тоже крупной проблеме геологии, к проблеме тектогенеза. До сих пор, изучая тектонические структуры земной коры и тектонические движения, их сформировавшие, геологи молчаливо отправлялись от представления о Земле, как о теле, ось вращения которого и соответственно экватор оставались постоянными в ходе геологической истории.

¹ Детальный анализ тектонических условий возникновения руд дается в томе II монографии.

Наши карты (как, впрочем, и данные палеомагнетизма) доказывают, что эта предпосылка неверна, что тектонические деформации литосферы происходили на фоне непрерывных, то замедленных, то ускоренных перемещений как оси вращения Земли, так и экваториальной плоскости ее. Сейчас эти перемещения являются уже не домыслом, не смелой догадкой, как было до недавнего времени, не умозрительной концепцией, которую можно было игнорировать при чисто эмпирическом изучении деформаций земной коры, сейчас — это факт. И как всякий достоверно установленный факт, к тому же достаточно крупный, он не может уже больше игнорироваться при изучении тектогенеза, но должен привлечь к себе активное внимание исследователей.

Легко понять, что смещения оси вращения Земли и плоскости экватора не могут не отражаться на деформациях литосферы, не могут не породить некоторых, достаточно крупных черт в ее структуре. *Анализ строения земной коры с этой точки зрения становится актуальной проблемой тектогенеза.*

Такова общая схема осадочного породообразования, понимаемого *не только как физико-химический и биогенный, но и как историко-геологический процесс.* Эту схему мы конструировали для новейшего этапа породообразования, начавшегося в девоне и длящегося доныне. При этом внимание было направлено лишь на самые главные черты литогенеза: выявление его типов, характеристику основных процессов, свойственных каждому типу, а также установление связей литогенеза в целом с общей жизнью земного шара. Закономерности вещественного состава отдельных пород, их генезис и размещение внутри седиментационных зон, свойственных каждому типу литогенеза, остались пока без рассмотрения. Точно так же не показаны и конкретные черты эволюции породообразования в истории Земли. Анализ этих вопросов составит содержание дальнейших частей монографии.

ЛИТЕРАТУРА

- Алекин О. А. Общая гидрохимия. Л., Гидрометиздат, 1948.
- Алекин О. А. К познанию стока растворенных веществ с территории СССР. Метеорология и гидрология, 1951, № 3.
- Алекин О. А., Моричева Н. П. Насыщенность волжской воды карбонатом кальция. Докл. АН СССР, 1956, 109, № 4.
- Алекин О. А., Моричева Н. П. 1. К вопросу о стабильности карбонатной системы в природных водах. Докл. АН СССР, 1957, 117, № 6.
- Алекин О. А., Моричева Н. П. 2. Карбонатно-кальциевое равновесие в воде Волги. Гидрох. мат., 1957, 26.
- Алекин О. А., Моричева Н. П. Влияние карбонатной системы в природных водах на содержание органического вещества. Докл. АН СССР, 1958, 119, № 2.
- Архангельский А. Д., Залманзон Э. С. Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений. Докл. АН СССР, 1930, № 18.
- Архангельский А. Д. и Рожкова Е. В. Об условиях накопления меди в осадочных породах. Бюлл. МОИП, 1932, № 2.
- Белоусов В. В. Роль времени в геологических процессах. Природа, 1942, № 1—2.
- Белоусов В. В. Основные вопросы геотектоники. М., Госгеолиздат, 1954.
- Бер А. Г. О палеогеновой коре выветривания в Тургайской впадине. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 4.
- Березкин В. А. Динамика моря. Л., Изд-во Воен.-морск. акад. РККФ, 1938.
- Боголепов К. В., Попов П. А. О возрасте бокситов Енисейского края. Докл. АН СССР, 1955, 100, № 1.
- Бочкарев П. Ф. Гидрохимия рек Восточной Сибири. Автореферат диссерт. на соиск. учен. ст. канд. геол.-мин. наук, 1955.
- Бруевич С. В. Гидрохимические работы Гос. океанографического института в Баренцовом море в 1927—1930 гг. В кн. Докл. 1-й сессии Гос. океанограф. инст., вып. 1. Владимир, 1931.
- Бруевич С. В. К геохимии кремния в море. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 4.
- Бруевич С. В., Аничкова Н. И. Химия речного стока в Каспийском море. Тр. Ком. по компл. изуч. Касп. моря, 1941, вып. 14.
- Брукс Г. Климаты прошлого. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Вальтер И. Законы образования пустыни в настоящее и прошлое время. СПб., 1911.
- Валяшко М. Г. Роль растворимости в формировании химического состава природных вод. Докл. АН СССР, 1954, 99, № 4.
- Валяшко М. Г. Основные химические типы вод и их формирование. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 2.
- Вассоевич Н. Б. О терминологии, применяемой для обозначения стадий и этапов литогенеза. В кн. Геология и геохимия, вып. 1/7. Л., Гостоптехиздат, 1957.
- Вахрамеев В. А. Развитие ботанико-географических областей в течение палеозоя и мезозоя на территории Евразии и их значение для стратиграфии. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 11.

- Виноградов А. П. Геохимия рассеянных элементов в морской воде. Успехи химии, 1944, 13, вып. 1.
- Геологическое строение СССР, т. 1. Стратиграфия. М., Госгеолтехиздат, 1958.
- Гинзбург И. И. Стадийное выветривание минералов. В кн. Вопросы минералогии, геохимии и петрографии. М., Изд-во АН СССР, 1946.
- Гинзбург И. И. Кора выветривания, ее диагностические признаки и значение в фациальном анализе. В кн. Методы изучения осадочных пород, т. 2. М., Госгеолтехиздат, 1957.
- Гинзбург И. И. Некоторые физико-химические моменты в образовании глин. В кн. Исследование и использование глин. Львов, Изд-во Львовск. ун-та, 1958.
- Глаголева М. А. Формы миграции элементов в речных водах. Сб. К познанию диагенеза осадков. Изд-во АН СССР, 1959.
- Данильченко П. Т. К вопросу о происхождении сероводорода в Черном море. Тр. Особ. зоол. лабор. и биол. станции АН СССР, сер. 2, 1926, № 10.
- Дацко В. Г. О динамике фосфатов в верхних слоях Черного моря. Докл. АН СССР, 1955, 100, № 6.
- Добрянская М. А., Пшенина Т. И. Некоторые данные о содержании и распределении железа в Черном море. Докл. АН СССР, 1958, 123, № 5.
- Дуров С. А., Федорова Н. Е. Источники ионно-солевого состава атмосферных осадков СССР. Докл. АН СССР, 1955, 103, № 4.
- Дю-Тойт А. Геология Южной Африки. Пер. с англ. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Егорова В. А. О динамике распределения фосфатов в прибрежном районе Черного моря. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 4.
- Еременко В. Я. Вещества, сбрасываемые водой р. Дона в Азовское море. Гидрохим. мат., 1948, 15.
- Еременко В. Я., Зенин А. А., Коновалов Г. С. Сток растворенных веществ р. Кубани и ее гидрохимический режим. Гидрох. мат., 1953, 21.
- Жинью М. Стратиграфическая геология. Пер. с фр. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Живая тектоника. Сб. статей. Пер. с англ., нем., и фр. Под ред. Д. А. Туголесова. М., Изд-во иностр. лит., 1957.
- Жузе А. П. Сопоставление результатов диатомового анализа отложений Охотского и Берингова морей. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 1.
- Жузе А. П. Диатомовые в поверхностном слое осадков Охотского моря. Тр. Ин-та океанол. АН СССР. 1957, 22.
- Жузе А. П. Стратиграфия донных отложений и палеогеография дальневосточных морей и северо-западной части Тихого океана. Автореферат диссерт. на соиск. учен. степ. докт. геол.-мин. наук, 1958.
- Зайцев Н. С. К вопросу об условиях образования некоторых палеозойских гипсов Центрального Казахстана. Изв. АН СССР, сер. геол., 1946, № 4.
- Зайцев Н. С. К стратиграфии и строению девонских отложений Тувинского прогиба. Докл. АН СССР, 1955, 102, № 2.
- Зенкович В. П. Динамика и морфология берегов. ч. 1. Волновые процессы. М.—Л., Изд-во Морск. транспорта, 1946.
- Золотарев М. А. О некоторых вопросах палеоклиматологии четвертичного периода. Тр. Ком. по изуч. четвертичн. периода, 1957, вып. 13.
- Иванов К. И. Основные черты гидрохимического режима предустьевое пространства р. Волги и северной части Каспийского моря. Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1948, вып. 4(16).
- Ильина Н. С. К вопросу о возрасте терригенных отложений яснополянского подъяруса центральных областей Русской платформы. Докл. АН СССР, 1955, 104, № 6.
- Ирдли А. Структурная геология Северной Америки. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Казаков А. В. Фосфоритные фации. Тр. научн. ин-та по удобрениям и инсектофунгисидам, 1939, вып. 145.
- Казаринов В. П. Мезозойские и кайнозойские отложения Западной Сибири. М., Госгеолтехиздат, 1958.

- Калесник С. В. Основы общего землеведения. М., Учпедгиз, 1947.
- Кипарисова Л. Д., Хабаров А. В. Палеография нижнего триаса. ВСЭ, 2-е изд., т. 43, 1956.
- Кленова М. В. Геология моря. М., Учпедгиз, 1948.
- Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод. М.—Л., Изд-во Всес. науч.-исслед. ин-та рыбн. хоз. и океаногр., 1938.
- Копелиович А. В. 1. О микростилолитах и некоторых родственных им структурных формах в песчаниках могилевской свиты юго-запада Русской платформы. Докл. АН СССР, 1958, 119, № 2.
- Копелиович А. В. 2. Особенности эпигенеза песчаников могилевской свиты юго-запада Русской платформы и некоторые вопросы, с ними связанные. Изв. АН СССР, сер. геол., 1958, № 11.
- Кришнан М. С. Геология Индии и Бирмы. Л., Изд-во М-ва геол. и охраны недр СССР, 1954. Литографир. издание.
- Криштофович А. Н. Ботанико-географическая и климатическая зональность в конце палеозойской эры. Природа, 1937, № 2.
- Криштофович А. Н. Палеоботаника. Госгеолиздат, 1946.
- Кропоткин П. Н. Значение палеомагнетизма для стратиграфии и геотектоники. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1958, 33, вып. 4.
- Лавров В. В. Третичное угленакопление в Казахстане и на юге Западной Сибири. Тр. Лабор. геол. угля АН СССР, 1956, вып. 6.
- Лебедев В. И. О некоторых факторах, определяющих миграцию щелочных и щелочноземельных элементов в зоне гипергенеза. Геохимия, 1957, № 6.
- Левенко А. И., Протопопова М. В. О стратиграфии и распространении отложений среднего девона в Туве. Докл. АН СССР, 1954, 98, № 5.
- Ли-Сы-Гуан. Геология Китая. М., Изд-во иностр. лит., 1952.
- Лопатин Г. В. Твердый сток рек СССР, как показатель эрозионной деятельности поверхности вод. Тр. по гидрогеол. Ленингр. ун-та, 1939, вып. 2.
- Лопатин Г. В. Твердый сток рек бассейна Каспийского моря. Тр. Гос. гидролог. ин-та, 1948, вып. 4(58).
- Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов в Европейской части СССР и на Северном Кавказе. Изв. Всес. геогр. общ., 1949, 81, вып. 5.
- Лопатин Г. В. Эрозия и сток наносов. Природа, 1950, № 7.
- Лопатин Г. В. Наносы рек СССР. Образование и переносы. М., Географгиз, 1952. (Зап. Всес. геогр. об-ва, т. 14).
- Лопатин Г. В. Материалы к изучению эрозионных процессов и некоторых условий заиления озер и водохранилищ. Тр. Лабор. озероведения, 1957, 5.
- Лунгерсгаузен Г. Л. Ф. Периодичность в изменении климата прошлых геологических эпох и некоторые проблемы геохронологии. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 4.
- Лурье А. М. О гипсах в отложениях среднего и верхнего девона в юго-западной части Чаткальского хребта. Докл. АН СССР, 1958, 122, № 6.
- Миропольский Л. М., Солонцов Л. Ф., Ковязин Н. М. Об оолитовых рудах в нижнефранских отложениях Башкирии и Татарии. Изв. Казанск. фил. АН СССР, сер. геол. наук, 1959, вып. 1.
- Найдин Д. П., Тейс Р. В., Чупахин М. С. Определение климатических условий некоторых районов СССР в верхнемеловой период методом изотопной палеотермометрии. Геохимия, 1956, № 8.
- Наливкин Д. В. Возраст соленосных толщ Русской платформы. Докл. АН СССР, 1959, 124, № 4.
- Николаев Н. И. Новейшая тектоника СССР, М.—Л., Изд-во АН СССР, 1949.
- Озеров С. А. Условия нахождения в растворе бикарбонатов щелочных земель и причины различной стабильности бикарбонатного состава природных вод. Санит.-техн. дело, 1928, № 1.
- Перельман А. И. Ряды миграций химических элементов в коре выветривания. Докл. АН СССР, 1955, 103, вып. 4.

- Петров В. П. Геолого-минералогические исследования уральских белых глин и некоторые выводы по минералогии и генезису глин вообще. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1948, вып. 95 петрогр. сер. (№ 29).
- Петров Ф. А. Гидрохимические исследования Сибирской рыбохозяйственной станции в 1927. Работы научн.-промысл. экспед. по изуч. р. Оби, 1928, 1, вып. 6.
- Полынов Б. Б. Кора выветривания, 1. Л., Изд-во АН СССР, 1934.
- Поляков Б. В. Исследование стока взвешенных и донных наносов. Л., Изд. Гос. гидрол. инст., 1935.
- Попов В. М. О фациальной и парагенетической связи меденосных красноцветных толщ с гипсоносными и соленосными отложениями. Тр. Ин-та геол. АН Киргиз.ССР, 1955, вып. 6.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород, ч. 1. М.—Л., Гостоптехиздат, 1940.
- Радищев В. П. О колебаниях химического состава волюжской воды. Работы Волюжск. биол. станции, 1926, 8, № 4—5.
- Радущев В. И., Кобилев А. Г. К познанию диагенеза аллювиальных осадков аридной зоны седиментации. Докл. АН СССР, 1958, 118, № 1.
- Ратеев М. А. Распределение глинистых минералов в верхнежигитовских и нижнепигитовских отложениях Русской платформы. Сб. Вопросы минералогии осадочных образований, кн. 3—4. Изд-во Львовского Госуд. Университета, 1956.
- Рахманов В. П. О гипергенном магнетите в коре выветривания железистых кварцитов Курской магнитной аномалии (КМА). Докл. АН СССР, 1958, 122, № 6.
- Робер М. Оледенение Кунделунгу в Катанге (Бельгийское Конго). В кн. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. 6. М., 1940.
- Ронов А. Б. История осадконакопления и колебательных движений Европейской части СССР. (По данным объемного метода). Тр. Геофиз. ин-та АН СССР, 1949, № 3(130).
- Ронов А. Б. Химический состав и условия формирования мезозойских карбонатных толщ Русской платформы. (По данным литолого-геохимических карт). Тр. Геол. ин-та АН СССР, 1956, вып. 4.
- Ронов А. Б. и Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах. Геохимия, 1959, № 3.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Девонские литологические формации мира. Сов. геол., 1949, сб. 41.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Каменноугольные литологические формации мира. Сов. геол., 1955, сб. 48.
- Ронов А. Б., Хаин В. Е. Пермские литологические формации мира. Сов. геол., 1956, сб. 54.
- Рухин Л. Б. Климаты прошлого. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1955, 87, вып. 2.
- Рухин Л. Б. Основы общей палеогеографии. Л., Гостоптехиздат, 1959.
- Сакс В. Н. Климаты прошлого на севере СССР. Природа, 1947, № 12.
- Сакс В. Н. О скорости накопления современных морских осадков. Природа, 1950, № 6.
- Самойлов И. В. Устья рек. М., Географгиз, 1952.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. 1. О возможных причинах вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод. Изв. АН СССР, отд. хим. наук, 1957, № 3.
- Самойлов О. Я., Соколов Д. С. 2. Связь вертикальной гидрохимической зональности артезианских вод с особенностями теплового движения молекул воды и ионов в растворах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 9.
- Сапожников Д. Г. Медистые песчаники Западной части Центрального Казахстана. Ин-т геол. наук АН СССР, 1948, вып. 93, геол. сер. (№ 28).
- Семихатов А. Н., Страхов Н. М. Геологическое строение окрестностей Баскунчака (Предв. отчет). Изв. Геол. ком., 1929, 48, № 4.
- Симпозум по палеоклиматам. В кн. Тр. XVII сесс. Междунар. геол. конгр. 1937 г., т. 6. М., 1940.

- Скопинцев Б. А. О коагуляции терригенных взвешенных частиц речного стока в морской воде. Изв. АН СССР, сер. геол. и геофиз., 1946, 10, № 4.
- Скопинцев Б. А. О коагуляции гумусовых веществ речного стока в морской воде. Изв. АН СССР, сер. геогр. и геофиз., 1947, 11, № 1.
- Скопинцев Б. А. 1. Об осаждении почвенных взвесей р. Волги в морской воде. Гидрохим. мат., 1948, 14.
- Скопинцев Б. А. 2. Органическое вещество в морских водах. Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1948, 10, № 22.
- Скопинцев Б. А. О скорости разложения органического вещества отмершего планктона. Тр. Всес. гидробиол. об-ва, 1949, 1.
- Скопинцев Б. А. Органическое вещество в природных водах. (Водный гумус). Тр. Гос. океаногр. ин-та, 1950, 17, № 29.
- Скопинцев Б. А. Окислительно-восстановительный потенциал вод Черного моря. Докл. АН СССР, 1956, 108, № 6.
- Скопинцев Б. А. Изучение содержания взвешенных веществ и окрашенных органических соединений в Азовском и Черном морях. Тр. Морск. гидрофиз. ин-та АН СССР, 1958, 13.
- Скопинцев Б. А., Драчев С. Гидрохимическая характеристика рек Дубны, Сестры, Яхромы, Икши, Волгуши по данным исследований 1932—1933 гг. Гидрохим. мат., 1941, 12.
- Скопинцев Б. А., Крылова Л. П. Вынос органического вещества крупнейшими реками Советского Союза. Докл. АН СССР, 1955, 105, № 4.
- Скопинцев Б. А. и др. 1. Содержание главных компонентов солевого состава в воде Черного моря и некоторые вопросы обмена вод. Тр. Морск. гидрофиз. ин-та АН СССР, 1958, 13.
- Скопинцев Б. А. и др. 2. Солевой состав воды Черного моря. Докл. АН СССР, 1958, 119, № 1.
- Степанов П. И., Миронов С. М. Геология месторождений каустобиолитов. Л.—М., ОНТИ, 1937.
- Страхов Н. М. Климатическая зональность верхнего палеозоя на северо-западе Евразии. Сов. геол., 1945, сб. 6.
- Страхов Н. М. К познанию закономерностей и механизма морской седиментации. Ст. 1. Черное море. Изв. АН СССР, сер. геол., 1947, № 2.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии, ч. 1—2. М.—Л., Госгеолиздат, 1948.
- Страхов Н. В. К вопросу об общей теории осадочного процесса. Изв. АН СССР, сер. геол., 1950, № 4.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации в современных и древних водоемах. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1951, вып. 124, геол. сер. (№ 45).
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования. Изв. АН СССР, сер. геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. Типы осадочного процесса и формации осадочных пород. Ст. 1 и 2. Изв. АН СССР, сер. геол., 1956, № 5—8.
- Страхов Н. М. О теоретической литологии и ее проблемах. Изв. АН СССР, сер. геол., 1957, № 11.
- Страхов Н. М., Залмансон Э. С., Глаголева М. А. Очерки геохимии верхнепалеозойских отложений гумидного типа. Тр. Ин-та геол. наук АН СССР, 1959, вып. 23.
- Страхов Н. М., Логвиненко Н. В. О стадиях осадочного породообразования и их наименовании. Докл. АН СССР, 1959, 125, № 2.
- Страхов Н. М. и др. Образование осадков в современных водоемах. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Строгонов Н. С. Физико-химические исследования вод бассейна р. Вахи. Работы науч.-промысл. экспед. по изуч. р. Оби и ее бассейна, 1930, 2, вып. 4.
- Теодорович Г. И. Основные черты стратиграфии и палеогеографии девона Минусинской котловины. В кн. Вопросы геологии Азии, т. 1. М., Изд-во АН СССР, 1954.

- Хаин В. Е. Геотектонические основы поисков нефти. Баку, Азнефтеиздат, 1954.
- Харвей Х. В. Биохимия и физика моря. Л., Изд-во АН СССР, 1938.
- Харвей Х. В. Современные успехи химии и биологии моря. М., Изд-во иностр. лит., 1948.
- Хворова И. В. Распределение некоторых химических элементов в каменноугольных и нижнепермских отложениях Южноуральского краевого прогиба. Бюлл. МОИП, 1958, № 3.
- Хворова И. В. Атлас карбонатных пород среднего и верхнего карбона Русской платформы. М., Изд-во АН СССР, 1959.
- Шамов Г. И. Сток взвешенных наносов рек СССР. Тр. Гос. гидрогр. ин-та, 1949, вып. 20(74).
- Шамрай И. А. Механическая сортирующая деятельность моря как фактор морского рудонакопления. В кн. Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3—4. Львов. Изд. Львов. ун-та, 1956.
- Шварцбах М. Климаты прошлого. Пер. с нем. М., Изд-во иностр. лит. 1955.
- Швецов М. С. Геологическая история средней части Русской платформы в течение нижнекаменноугольной и первой половины среднекаменноугольной эпох. М.—Л., Гостоптехиздат, 1954.
- Шейнманн Ю. М. Верхнепалеозойские и мезо-кайнозойские климатические зоны Восточной Азии. Бюлл. Моск. об-ва испыт. природы, отд. геол., 1954, 29, вып. 6.
- Шокальский Ю. М. Физическая океанография. Л., Ленгострансиздат, 1933.
- Элементы химического баланса Каспийского моря. Тр. Ком. по компл. изуч. Касп. моря, 1941, вып. 14.
- Юданов И. Г. К познанию замора р. Оби. Тр. Сибирск. научн. рыбохоз. станции, 1929, 4, вып. 3.
- Юри Г. и др. Определение палеотемператур, в частности температур верхнего мела Англии, Дании и юго-восточных штатов США. В кн. Изотопы в геологии. М., Изд-во иностр. лит., 1954.
- Anderson D. H., Hawkes H. E. Relative mobility of common elements in weathering of some schists and granite areas. Geoch. et cosmoch. acta, 1958, 14, № 3.
- Antevs E. Cenozoic climates of the Great Basin. Geol. Rundschau, 1952, H. 1.
- Antevs E. Climate of New Mexico during the Last Glaciopluvial. Journ. geol., 1954, № 2.
- Cameron F. K., Seidell A. Solubility of calcium carbonate in aqueous solution of certain electrolithes in equilibrium with atmospheric air. Journ. Phys. Chem., 1902, 6.
- Clarke F. Data or geochemistry. 5th ed. U. S. Geol. Surv. Bul., 1924, № 770.
- Cooper L. The nitrogen cycle in the sea. Marin. biol. assoc. U. Kingdom, 1937, 5.
- Correns C. Die Sedimente der äquatorialen Atlantischen Ozeans. Wissenschaftl. Ergebn. deutsch. Atlant. Exedit. «Meteor», 1935, 3.
- Correns C. Über die Löslichkeit von Kieselsäure in schwach Säuren und alkalischen Lösungen. Chemie der Erde, 1940, № 1.
- David T. W. The geology of Commonwealth of Australia, vol. 1—3. London, 1950.
- Emiliani C. Pleistocene temperatures. Journ. geol., 1955, № 6.
- Emiliani C. Oligocene and Miocene temperatures of the equatorial and subtropical Atlantic Ocean. Journ. geol., 1956, № 3.
- Emiliani C. Palaeotemperature analysis of core 280 and Pleistocene correlations. Journ. geol., 1958, № 3.
- Flint R. F. Pleistocene climates in Eastern and Southern Africa. Bul. Geol. Soc. Amer., 1959, № 3.
- Flohn H. Allgemeine atmosphärische Zirkulation und Paleoklimatologie. Geol. Rundschau, 1952, H. I.
- Gerth H. Geologie von Südamerica. Th. 1—2. Berlin, 1932.
- Gerth H. Das Klima des Permzeitalter. Geol. Rundschau, 1952, № 1.
- Goldberg E. D. Marine geochemistry. I. Chemical scavengers of the sea. Journ. geol., 1954, № 3.

- Heald M. T. Authigenesis in West Virginia sandstones. *Journ. geol.*, 1950, № 6.
- Heald M. T. Stylolites in sandstones. *Journ. geol.*, 1955, № 2.
- Heald M. T. Cementation of Simpson and St. Peter sandstones in parts of Oklahoma, Arkansas and Missouri. *Journ. Geol.*, 1956, № 1.
- Kline W. D. Solubility of magnesium carbonate (nesquehonite) in water at 25 °C and pressures of carbon dioxide up to one atmosphere. *Journ. Amer. Chem. Soc.*, 1929, 51.
- Kauskopf K. 1. Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. *Geoch. et cosmoch. acta*, 1956, 10, № 1/2.
- Kauskopf K. 2. Factors controlling the concentrations of thirteen rare metals in the sea-water. *Geoch. et cosmoch. acta*, 1956, 9, № 1/2.
- Kauskopf K. Separation of manganese from iron in sedimentary processes. *Geoch. et cosmoch. acta*, 1957, 11, № 1/2.
- Krenkel E. *Geologie von Africa*. Th. 1—3. Berlin, 1925—1938.
- Krumbein W. C. Occurrence and lithologic association of evaporites in the United States. *Journ. sedim. petrol.*, 1951, № 2.
- Lalou C. Studies on bacterial precipitation of carbonates in sea-water. *Journ. sedim. petrol.*, 1957, № 2.
- Lotze F. *Steinsalz und Kalisalze*. Geologie, Berlin, 1939. (втор. изд., Berlin, 1957).
- Lowenstam H. A. Factors affecting the aragonite: calcite ratios in carbonate-secreting marine organisms. *Journ. geol.*, 1954, vol. 62, № 3.
- Lowenstam H. A., Epstein S. Palaeotemperature of Post-Aptian Cretaceous as determined by oxygen isotope method. *Journ. geol.*, 1954, № 3.
- Lowenstam H. A., Epstein S. On the origin of the sedimentary aragonite of the Great Bahama Bank. *Journ. geol.*, 1957, № 4.
- Maack K. Über Vereisungsperioden und Vereisungsspuren in Brasilien. *Geol. Rundschau*, 1957, H. 3.
- Moore E., Maynard W. Solution, transportation and precipitation of iron and silica. *Econ. geol.*, 1929, № 3—6.
- Morris R., Dickey P. Modern evaporite deposition of Peru. *Bul. Amer. Ass. Petr. Geol.*, 1957, № 11.
- Okamoto G., Okura T., Goto K. Properties of silica in water. *Geoch. et cosmoch. acta*, 1957, № 1/2.
- Obey C. D. On the validity and use of planktonic foraminifera in the interpretation of past climatic changes from a study of deep-sea cores. *Geol. Rundschau*, 1952, № 1.
- Revelle R. Physicochemical factors affecting the solubility of calcium carbonate in sea-water. *Journ. Sedim. Petrol.*, 1934, № 4.
- Roy C. Silicates in natural waters. *Amer. Journ. Sci.*, 1945, № 7.
- Ruttner F. Eisenlösung und Eisenfallung in Binnengewässer. *Arch. Lagerstättenforsch.*, 1942, H. 75.
- Salminen A. On the weathering of rocks and the composition of clays. *Soil Divis. Centr. Exper. Station Finland. Helsinki*, 1935.
- Schaperdeaux W. Die örtliche Schwankungen der Alkalität und des pH, ihre Ursachen, ihre Beziehungen zu einander und ihre Bedeutung. *Ztsch. Fischerei*, 1926, 24.
- Schott W. Die Foraminiferen in den äquatorialen Theilen des Atlantischen Ozeans. *Wissenschaftl. Ergebn. deutsch. Atlant. Expedit. «Meteor»*, 1935, 3, Th. 3, H. 3.
- Schott W. Zur Klimaschichtung der Tiefseesedimente im äquatorialen Atlantischen Ozean. *Geol. Rundschau*, 1952, 40, H. 1.
- Sears P. B., Clisby K. H. Pleistocene climate in Mexico. *Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1955, № 3.
- Silver R. The silica budget in the sedimentary cycle. *Amer. Min.*, 1957, 42.
- Sverdrup H., Johnston M., Fleming S. *The oceans, their physics, chemistry and general biology*. 3 ed., New York, 1950.

- Thompson T., Bremner. The occurrence of iron in the water of the North-East Pacific ocean. Journ. Conc. Perman. Explor. Mers, 1935, № 1.
- Thompson T., Robinson R. Chemistry of sea. Bull. Nat. Research Council., 1932, № 85.
- Vadia D. Geologij of India. 1935.
- Wattenberg H. Kalziumkarbonat und Kohlensäuregehalt des Meerswassers. Wissenschaftl. Ergebn. deutsch. Atlant. Expedit. «Meteor», 1933, 8.
- Wattenberg H. Kohlensäure und Kalziumkarbonat im Meere. Forsritte Geol. Min., 1936, 20.
- Wattenberg H. Die Bedeutung anorganischen Faktoren bei die Ablagerung von Kalziumkarbonate in Meere. Geol. Meere- und Binnengewässer, 1937, 1.
- Wattenberg H. Das Vorkommen des Eisens im Meere. Arch. Lagerstätten., 1942, H. 75.
- Wattenberg H., Timmermann E. Über die Sättigung des Meereswassers an CaCO_3 und die anorganogene Bildung von Kalksedimenten. Ann. Hydrogr., 1936, 64.
- Wattenberg H., Timmermann E. Die Löslichkeit von Magnesiumkarbonat und Strontiumkarbonat im Seewasser. Kielerforschung. 1937, 11, H. 1.
- Wegener A., Köppen A. Die Klimate der geologischen Vorzeit. 1926.
- White D. E., Brannock W. W., Murata K. J. Silica in hot springs. Geoch. et cosmoch. acta, 1956, № 1/2.
- Zeller E., Wray J. Factors influencing precipitation of calcium carbonate. Bull. Amer. Ass. Petr. Geol., 1956, № 1.
-

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	3
Глава I. Стадии литогенеза гумидного типа	5
I. Мобилизация веществ на водосборных площадях	6
1. Выветривание материнских пород и переход веществ в растворенное состояние. 2. Механический смыл продуктов выветривания с водосборных площадей. 3. Химическая денудация водосборных площадей и ее соотношение с денудацией механической.	
II. Перенос веществ и процессы дифференциации, при этом происходящие	24
1. Формы миграции минеральных соединений. 2. Формы переноса органического вещества в реках гумидных зон; его влияние на подвижность химических элементов. 3. Осадкообразование и фазовая дифференциация осадочного материала при его переносе на водосборных площадях.	
III. Морские водоемы как среда осадкообразования	44
1. Морфология морей и ее связь с тектонической активностью субстрата. 2. Основные черты гидродинамического режима морей. 3. Основные гидрохимические черты морской воды.	
IV. Процессы образования осадков в морских водоемах	57
1. Разнос и механическое осаждение кластического материала, поступившего в водоем. 2. Химико-биологическое осаждение в морях растворенных веществ. 3. Механизм формирования петрографических типов осадков в конечных водоемах стока и факторы, его контролирующие. 4. Высокие («рудные») концентрации элементов, их особенности и общие условия возникновения. 5. Физико-химическая сущность гумидного осадкообразования.	
V. Превращение осадков в породы и вторичные их изменения	78
1. Физико-химическая сущность диагенеза бассейновых осадков. 2. Особенности диагенеза субаэральных или частично субаэральных отложений. 3. Физико-химическая сущность вторичных изменений осадочных пород (метагенез).	
Глава II. Гумидные осадочные формации, как парагенезы пород	86
1. Основные черты механизма образования гумидных формаций и их классификация. 2. Некоторые примеры гумидных осадочных формаций. 3. Петрографический состав гумидных формаций и факторы, его определяющие. 4. Напластование гумидных формаций и факторы, его контролирующие. 5. Размещение пород внутри гумидных формаций. 6. Циклическое строение гумидных формаций и факторы, его определяющие. 7. Мощности гумидных формаций и факторы, их контролирующие. 8. О соотношениях скоростей осадкообразования со скоростями движений земной коры; динамические типы гумидных формаций. 9. О механизме возникновения осадочных формаций из отложений годичных седиментационных циклов.	
Глава III. Особенности гумидного породообразования на основных структурных элементах земной коры	120
1. Особенности гумидного породообразования на платформах. 2. Особенности гумидного породообразования в геосинклинальных зонах, нахо-	

дящихся на стадии нормального геосинклинального режима. 3. Особенности гумидного породообразования на стадии замыкания геосинклинальных зон. 4. О роли тектонического фактора в гумидном породообразовании.

Глава IV. Ледовый, аридный и эффузивно-осадочный типы литогенеза и их особенности. Связь осадочного породообразования с общей жизнью земного шара

134

1. Ледовый тип литогенеза и его особенности. 2. Литогенез аридного типа и его главнейшие особенности. 3. Соотношения между гумидным, ледовым и аридным типами литогенеза. 4. Физические факторы, лежащие в основе климатических типов литогенеза, и конкретный механизм, эти типы формирующий. 5. Эффузивно-осадочный тип литогенеза и физический фактор, его порождающий. 6. Типы литогенеза, как формы проявления единого процесса осадочного породообразования.

Глава V. Размещение климатических типов литогенеза на поверхности Земли в послепротерозойские эпохи

159

1. Общие замечания. 2. Принципы реконструкции климатических зон в геологическом прошлом. 3. Климатическая зональность осадкообразования в кайнозое. 4. Климатическая зональность осадкообразования в меловой и юрский периоды. 5. Климатическая зональность осадкообразования в среднем и верхнем карбоне. 6. Время существования верхнепалеозойского плана климатической зональности. 7. Климатическая зональность осадконакопления в нижнем палеозое (девон — силур — ордовик). 8. Общая схема эволюции климатической зональности за послепротерозойское время. 9. О факторах, контролировавших эволюцию климатической зональности в послепротерозойской истории Земли. 10. О значении климатической зональности литогенеза для некоторых проблем геологии.

Литература 203

Николай Михайлович Стрехов

Основы теории литогенеза

Том I

Утверждено к печати Геологическим институтом Академии наук СССР

Редактор издательства Г. И. Носов Технический редактор Т. П. Поленова

РИСО АН СССР № 24-23 В. Слано в набор 17/II 1960 г. Подписано к печати 15/VI 1960 г.

Формат 70×103¹/₁₆. Печ. л. 13¹/₄ + 20 вкл. Усл. печ. л. 18,5 + 20 вкл. Уч.-изд. л. 21,4.

Тираж 3 200 экз. Т-07510. Изд. № 4323. Тип. зак. № 198

Цена 16 р. 50 к., с 1/II 1961 г. — 1 руб. 65 коп.

Издательство Академии наук СССР. Москва Б-62, Подсосенский пер., 21

2-я типография Издательства АН СССР, Москва Г-99, Шубинский пер., 10