



ТРУДЫ
ГЕОЛОГИЧЕСКОГО
ИНСТИТУТА

В.Н. Холодов

**ОСНОВЫ
МНОГОСТАДИАЛЬНОЙ
ФАЗОВОЙ
ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ
В ОСАДОЧНОМ
ПОРОДООБРАЗОВАНИИ
И РУДОГЕНЕЗЕ**



Российская академия наук
Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Геологический институт Российской академии наук



Russian Academy of Sciences
Geological Institute of the Russian Academy of Sciences

Российский фонд фундаментальных исследований



The Russian Foundation for Basic Research

Москва
ГЕОС
2020

Transactions of the Geological Institute

Founded in 1932

Vol. 623

V.N. Kholodov

**FUNDAMENTALS OF MULTISTAGE PHASE
DIFFERENTIATION IN THE PROCESSES
OF SEDIMENTARY ROCK FORMATION
AND ORE GENESIS**

Moscow
GEOS
2020

Труды Геологического института

Основаны в 1932 году

Вып. 623

В.Н. Холодов

**ОСНОВЫ МНОГОСТАДИАЛЬНОЙ
ФАЗОВОЙ ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В
ОСАДОЧНОМ ПОРОДООБРАЗОВАНИИ
И РУДОГЕНЕЗЕ**

Москва
ГЕОС
2020

УДК 551
ББК

Ответственный редактор
Ю.О. Гаврилов

Редакционная коллегия:

К.Е. Дегтярев (главный редактор), Н.Б. Кузнецов (заместитель главного редактора), Г.Н. Александрова (ответственный секретарь), Ю.О. Гаврилов, А.Б. Герман, В.Ю. Лаврушин, Б.Г. Покровский, М.А. Рогов, С.Д. Соколов, С.Ю. Соколов, М.И. Тучкова, М.А. Федонкин, М.Д. Хуторской, Н.П. Чамов

Рецензенты:

Б.Г. Покровский, В.Г. Кузнецов

Труды Геологического института / Геол. ин-т. – М.: Изд-во АН СССР, 1932–1964. – М.: Наука, 1964. –.- ISSN 0002-3272

Вып. 623: Основы многостадийной фазовой дифференциации в осадочном породообразовании и рудогенезе / Холодов В.Н.; отв. ред. Ю.О. Гаврилов, – М.: ГЕОС, 2020. – 143 с.; ил.

ISBN 978-5-89118-819-8

В книге рассматривается проблема фазового разделения химических элементов в осадочном процессе. Фазовое разделение вещества различным образом осуществляется в разных физико-географических зонах планеты; реализуется на стадиях осадконакопления, диагенеза и катагенеза; и наконец, происходит по-разному в водоемах различного типа – озерах, морях, океанах.

Книга представляет интерес для всех специалистов, занимающихся проблемами геохимии, минералогии и петрографии осадочных пород, а также происхождением в них рудных месторождений, залежей нефти и газа.

Издание осуществлено при финансовой поддержке
Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 20-15-00006

Издание РФФИ не подлежит продаже

Responsible editor
Yu.O. Gavrilo

Editor board:

K.E. Degtyarev (Editor-in-Chief), N.B. Kusnetsov (Deputy Editor-in-Chief), G.N. Aleksandrova (Executive Secretary), Yu.O. Gavrilo, A.B. Herman, V.Yu. Lavrushin, B.G. Pokrovsky, M.A. Rogov, S.D. Sokolov, S.Yu. Sokolov, M.I. Tuchkova, M.A. Fedonkin, M.D. Khutorskoy, N.P. Chamov

Reviewers:

B.G. Pokrovsky, V.G. Kuznetsov

Transaction of the Geological Institute / Geological Inst. – Moscow: Publishers Academy of Sciences of USSR, 1932–1964. – Moscow: Nauka, 1964. –.- ISSN 0002-3272

Vol. 623: Fundamentals of multistage phase differentiation in the processes of sedimentary rock formation and ore genesis / Kholodov V.N.; Ed. by Yu.O. Gavrilo, – Moscow: GEOS, 2020. – 143 p.

ISBN 978-5-89118-819-8

The book deals with the problem of phase separation of chemical elements in the sedimentary process. Phase separation of matter is carried out in different ways in different physical and geographical zones of the planet; it is realized at the stages of sedimentation, diagenesis and catagenesis; and finally, it occurs differently in different types of reservoirs – lakes, seas, oceans.

The book is of interest to all specialists dealing with the problems of geochemistry, mineralogy and petrography of sedimentary rocks, as well as the origin of ore deposits, oil and gas deposits in them.

© Холодов В.Н., 2020

© ГИН РАН, 2020

© Издательство ГЕОС, 2020

ПРЕДИСЛОВИЕ

На рубеже XIX и XX столетий развитие минералогии, химии и физики привело к рождению новой науки – геохимии. В работах гениального В.И. Вернадского из простого описания свойств минералов складывалось представление о миграции и концентрации химических элементов, о молекулярном строении сфер Земли и планет Солнечной системы, о химизме вод и живого вещества, о составе гидросферы и биосферы. Основой новой науки стали монографии «Курс минералогии» [1908] и многотомный «Опыт описательной минералогии» [1908–1922], «Биосфера» [1926], «Очерки геохимии» [1927] и множество журнальных статей. Очень остро встал вопрос о генезисе магматических пород; стало очевидно, что жидкая и расплавленная магма, остывая в верхних слоях литосферы дифференцируется и образует закономерные ряды твердых минералов.

Выдающийся немецкий ученый В.М. Гольдшмидт [1933, 1937] показал, что разделение минеральных фаз не завершается при застывании магмы. При разрушении материнских пород в зоне гипергенеза, в ходе деятельности поверхностных вод оно продолжается, состав возникающих осадков упрощается и возникают новые ряды простых минералов. Любопытно, что В.М. Гольдшмидт полностью разделял взгляды В.И. Вернадского; он утверждал, что в осадочном процессе важную роль играют живые организмы; осадочная геохимия углерода, кислорода, кальция и фосфора, по мнению этого ученого, целиком связана с деятельностью биосферы.

Особенно большое значение в процессах гипергенной дифференциации элементов В.М. Гольдшмидт придавал химическим свойствам воды – основного транспортера химических элементов. В качестве главных показателей реализации их осаждения он считал окислительно-восстановительные свойства среды (Eh) и величину кислотно-щелочного равновесия (pH).

В целом все процессы дифференциации вещества в осадочном процессе В.М. Гольдшмидт отождествлял с работой химика в химической лаборатории. Так, например, в статье 1933 года он писал: «...процесс образования осадочных пород вызывает настолько различное разделе-

ние вещества, что его можно было бы сравнить с химическим анализом перерабатываемого материала» [Гольдшмидт, 1933, с. 23].

Мысль о раздельном выпадении химических соединений в осадочном процессе как о главном геохимическом законе сделалась ведущей для геохимии первой половины XX столетия. К сожалению, это положение не было подкреплено исследованием конкретных физико-географических и геологических обстановок и поэтому долгое время не могло получить фактического обоснования.

В работах ученика и друга В.И. Вернадского – А.Е. Ферсмана, была полностью принята геохимическая система В.М. Гольдшмидта. Более того, во втором томе своей многотомной «Геохимии» [Ферсман, 1934] он существенно расширил и подкрепил схему дифференциации своего предшественника путем расчетов энергетических констант кристаллизации минералов, участвующих в этом процессе, а всю схему в целом он возвел в ранг закона.

С другой стороны, А.Е. Ферсман явно недооценивал роль организмов в гипергенном разделении осадочного материала. В ряде глав той же работы он подчеркивал, что живые организмы чаще всего в своей геохимической деятельности не выходят за рамки определенных физико-химических условий.

Следует также иметь в виду, что представления А.Е. Ферсмана о процессах осадкообразования и формирования осадочных пород не выходили за пределы взглядов геологов начала XX века и были сильно формализованными. Так, он весьма схематично описывал собственно гипергенез (формирование кор выветривания), педогенез (формирование почв), гидрогенез, биогенез, сингенез, диагенез и галогенез как процессы, идущие в гидросфере и, наконец, техногенез. Такая формализация осадочного процесса отражала недостаток знаний относительно этого явления в науке первой половины XX века.

Значительно дальше в познании геохимии осадочного процесса пошел Л.В. Пустовалов. В своей первой геохимической работе – в статье «Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии», опубликованной в журнале «Проблемы советской геологии» в 1933 году (№ 1), Л.В. Пустовалов выделил ряд геохимических фаций, характеризующий морские прибрежные отложения. Главным индикатором этого ряда фаций он определил различные минералы железа, образующие ряд от гидроксидов трехвалентного Fe (окислительная обстановка) через силикаты и карбонаты этого металла (восстановительная среда) и вплоть до сульфидов Fe (резко восстановительная обстановка). *A priori* связав фаціальные ряды Fe с изменением среды осадконакопления в бассейнах, Л.В. Пустовалов, по существу, повторил геохимические построения В.М. Гольдшмидта.

Однако, указав на важную роль терригенного переноса, Л.В. Пустовалов значительно дополнил систему В.М. Гольдшмидта, введя понятие о терригенной дифференциации вещества осадочных отложений.

К сожалению, геолого-географические обстановки, в которых реализуются два типа дифференциации, Л.В. Пустовалов охарактеризовал крайне расплывчато, отмечая лишь падение скорости переноса и смену значений $pH-Eh$ на пути от поднятий к конечным водоемам стока.

Представления Л.В. Пустовалова о континентальных геохимических процессах отражает предложенная им в вышеупомянутой статье 1933 года система континентальных геохимических фаций. Он выделяет фацию латеритов, фацию цехштейнов («отбеливания»), фацию пустынь (!?), фацию континентальных растворителей, фацию озерных железных руд, фацию углей. Очевидно, что в этой классификации нарушен принцип единства признаков; она совершенно не соответствует геохимической схеме морских фаций, рассмотренной нами выше.

В соответствии с модой своего времени, Л.В. Пустовалов облек свои геохимические выводы в форму закона; так в двухтомнике «Петрография осадочных пород» [1940] речь идет о «законе физико-химической дифференциации». Утверждая одноактность разделения вещества в осадочном процессе, Л.В. Пустовалов дополнил свои построения «законом физико-химической наследственности», отвергая возможности миграции и концентрации химических элементов на стадиях диагенеза и катагенеза.

В заключительных разделах своего двухтомника Л.В. Пустовалов делает свои геохимические и механические построения основой геологии («закон периодичности осадконакопления») и петрографии осадочных пород (классификация осадочных пород).

Следует подчеркнуть, что в соответствии с общеполитической и идеологической обстановкой своего времени Л.В. Пустовалов пошел дальше А.Е. Ферсмана в непризнании роли биосферы в осадкообразовании, полностью становясь на позиции марксистских философов (А.И. Деборин, А. Презент и др.) критиковавших Н.И. Вавилова и В.И. Вернадского за витализм и переоценку роли живого вещества. Он утверждал, что главным фактором биологических процессов является физико-химическая среда; вне определенных физико-химических условий жизнедеятельность организмов не способна создавать скопления химических элементов и изменять возникшую ситуацию.

Попутно нельзя не отметить, что марксистская критика академика В.И. Вернадского (бывшего кадета) в 30–40-е годы существенно отразилась на его творчестве: его книги «Химическое строение биосферы Земли и ее окружения» [1965], «Размышления натуралиста» [1977] и

пятитомное издание «Избранные сочинения» [1954–1960] вышли в свет только после смерти автора, а его научное детище – Биохимическая лаборатория, лишилась многих сотрудников, и в ранге отдела перешла в ГЕОХИ АН СССР.

Совсем иначе, нежели предшественники, к проблеме осадочной дифференциации подошел академик Н.М. Страхов. Развивая сравнительно-литологический метод, намеченный ранее в трудах Ч. Лайеля, Дж. Меррея и А. Ренара, Н.И. Андрусова, В.И. Вернадского, Я.В. Самойлова, А.Д. Архангельского и многих других исследователей, Н.М. Страхов изучил особенности современного осадконакопления на континентальном блоке Земли и выяснил, что разложение материнских пород (т.е. главный толчок дифференциации) совершенно по-разному осуществляется в гумидных, аридных, ледовых и вулканогенно-осадочных зонах континентов. Это означало, что на нашей планете нет единого ряда осадочной дифференциации, о котором писали его предшественники-геохимики. Напротив, существуют как минимум четыре разных процесса мобилизации вещества, в которых определяющую роль играют климат, биосфера и эндогенная энергия Земли [Страхов, 1960–1962].

Далее в работах Н.М. Страхова было подчеркнуто, что в процессах разложения исходных магматических (и метаморфических) пород большую роль играет газовая составляющая. В этом отношении Н.М. Страхов полностью солидарен с выводами В.И. Вернадского [1926, 1927], который многократно указывал на многофазность осадочного процесса.

Приходится думать, что разделение элементов в осадочном породообразовании и рудогенезе следует считать **фазовым** процессом, т.е. процессом в котором реагируют между собой твердая, жидкая и газообразная фазы химических элементов. Очевидно, что такой подход заставляет в корне пересмотреть методику изучения осадочного породообразования и рудогенеза.

Большое внимание Н.М. Страхов уделял разделению компонентов, присутствующих в составе речного стока; он показал, что выпадение компонентов из растворов интенсивнее всего осуществляется в зоне смешения речных и морских вод, причем в этой зоне переплетены механические, химические и биологические процессы. Особое внимание Н.М. Страхов уделил исследованию современного и древнего осадконакопления в озерах, морях и океанах [Архангельский, Страхов, 1938; Страхов 1945, 1951, 1954, 1958, 1960, 1965, 1971, 1976, 1979,]. Он изучил и обосновал формы и закономерности нахождения химических элементов в современных осадках, установил их связь с формами миграции этих элементов в реках, жизнедеятельностью планктона

и разбавляющим влиянием терригенного материала и карбонатов. С помощью разработанного им метода абсолютных масс, он нарисовал картину первичного поступления химических элементов в осадок и подчеркнул роль биоса в этом процессе. Н.М. Страховым была изучено преобразование осадков на стадии ила. На огромном фактическом материале он показал, что движущей силой диагенетических процессов является захороненное органическое вещество (ОВ), которое разлагается микробиологическим путем и обеспечивает в иловых водах перемещение и перераспределение многих химических элементов [Страхов, 1958, 1960, 1963, 1979₁]. Он установил, что геохимические формы железа, которые Л.В. Пустоваловым и А.Е. Ферсманом связывались со стадией седиментации, на самом деле формируются в диагенезе.

Таким образом, именно в результате сравнительно-литологических работ академика Н.М. Страхова была доказана многостадийность фазовой дифференциации.

Исследования стадийности осадочного процесса, начатые Н.М. Страховым, в дальнейшем были продолжены в работах многих литологов (Э.Т. Дегенс, В.А. Энгельгарт, Э.К. Деллес, Дж.В. Чилингарян, Л.Б. Рухин, Н.Б. Вассоевич, Н.В. Логвиненко и др.).

В 50–60-х гг. прошлого столетия широко развернулись исследования процессов катагенеза – стадии существования литифицированных (затвердевших) осадков, слагающих стратисферу. Этими исследованиями в первую очередь занялись геологи-нефтяники. Разные аспекты реализации этой стадии осадочного процесса были отмечены в работах И.М. Губкина, А.Д. Архангельского, К. Крейчи-Графа, А. Леворсена, И.О. Брода, Н.А. Еременко, К.П. Калицкого, У. Рассела, Н.С. Шатского и многих других исследователей.

Вещественный состав осадочных пород и его изменения при погружении вглубь стратисферы были исследованы в работах А.Г. Коссовской, В.Д. Шутова, Л.В. Пустовалова, В.А. Дрица, В.И. Муравьева, Н.В. Логвиненко, О.В. Япаскурта, А.А. Махнача и др. литологов-минералогов.

Ураново-редкометалльные и собственно редкометалльные эпигенетические месторождения и инфильтрационные процессы с ними связанные были описаны в работах А.И. Германова, А.К. Лисицина, В.Н. Холодова, Е.А. Головина, Е.М. Шмариовича, А.И. Перельмана, М.Ф. Каширцевой, А.В. Коченова, Г.А. Машковцева, В.Н. Щеточкина, Я.М. Кислякова, А.В. Хейна, Е.М. McKelvey, D.J. Engelhart, R.M. Gargels, D.E. Show и др. исследователей-рудников.

Большой вклад в понимание механизмов формирования и динамики подземных вод внесли труды гидрогеологов – А.К. Лисицина,

А.А. Карцева, Б.П. Личкова, Ф.А. Макаренко, В.П. Зверева, С.Б. Вагина, Е.А. Баскова, В.А. Кудрявцева и др. В результате развития геологической науки в конце XX века выяснилось, что геохимическое разделение вещества, начиная с осадочного процесса, представляет собой многостадийное явление и что после осаждения химических элементов на дне конечного водоема стока, весьма существенные преобразования их происходят в иловой среде, а весь процесс миграции и концентрации химических элементов завершается в толщах захороненных пород под действием перемещающихся флюидов (вода, нефть, газ).

В данной работе, предлагаемой на рассмотрение читателей, делается попытка построить систему взаимосвязанных процессов, влияющих на миграцию и концентрацию химических элементов в осадочном породообразовании и рудогенезе. Автор отлично понимает, что эта первая попытка учесть все многообразие и многостадийность образования осадков, осадочных пород и руд, в геохимическом плане не может быть вполне совершенной. Можно ожидать, что в ближайшее время развитие геологических наук внесет в нее множество поправок и дополнений.

Нуждаются в развитии также и геохимические основы многих упомянутых в работе процессов. В первую очередь это касается: гидрохимии катагенетических вод и флюидов, новых сведений об океанском диагенезе и катагенезе, а также о последовательности выноса химических элементов из различных ландшафтов континентального сектора. Словом, неполнота наших сведений о поведении многих химических элементов в процессах осадкообразования и при вторичных преобразованиях очевидна и нуждается в более глубоких исследованиях.

И все же автор руководствуется бессмертными советами А.Л. Лавуазье: «Нужно иметь мужество давать несовершенные вещи, отказаться от заслуги сказать все что можно сказать, наконец, надо уметь жертвовать своим самолюбием во имя ускорения прогресса науки» и надеется на снисходительность читателя и дружескую помощь геохимиков России.

В заключение хочу выразить благодарность редактору этой книги – доктору геол.-мин. наук Гаврилову Ю.О. за советы и дружескую помощь. Хочу также отметить огромную работу над рукописью, которую провела к.г.-м.н. Корнева Р.Г., и постоянную помощь в работе, которую всегда оказывал к.г.-м.н. Недумов Р.И.

ФАЗОВАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ – ОСНОВНОЙ ЗАКОН ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА И РУДОГЕНЕЗА

Родоначальницей осадочных пород на Земле является магма; поднимаясь из глубин литосферы, она застывает и образует целую гамму сложных магматических пород. В них преобладают полевые шпаты, пироксены и амфиболы, биотит и кварц; иначе говоря, здесь формируются сложные молекулы силикатов и алюмосиликатов.

Застывая в различных термобарических условиях недр Земли, магма дифференцируется и образует несколько групп изверженных пород. Принято различать: *кислые* породы, богатые SiO_2 и щелочными элементами (граниты, диориты, грандиориты, порфиры и др.); *основные* породы, богатые SiO_2 , Al_2O_3 и CaO , но бедные FeO и MgO (габбро, нориты, базальты, диабазы, порфириты), *ультраосновные* породы, богатые FeO и MgO , но бедные SiO_2 (дуниты, пироксениты и др.). Во всех этих разновидностях преобладают сложные молекулы породообразующих минералов, что отражает большую энергию глубин Земли.

Осадочный процесс, который берет свое начало при низких термобарических показателях поверхности планеты, наряду со сложными остаточными образованиями магматических систем (глины), в отличие от высокоэнергетического магматического процесса, создает ряд более простых минералов и руд. В зоне осадконакопления формируются: скопления кварца и кварцевых песчаников (SiO_2), бокситы (Al_2O_3), железные руды (Fe , Fe_2O_3 , FeCO_3 , FeSO_4 и др.), марганцевые руды (Mn , MnO_2 , MnCO_3 , и др.) разнообразные карбонаты (CaCO_3 , $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$, MgCO_3 и др., сульфаты (CaSO_4 , MgSO_4 , Na_2SO_4 и др.) и хлориды CaCl_2 , NaCl , KCl и др.).

Еще ярче важнейшие геохимические отличия магматического и осадочного процессов проявляются при количественном сравнении химического состава тех и других пород.

На рис. 1 приведены треугольные диаграммы Озанна с нанесенными на них геохимическими данными: слева расположена диаграмма состава магматогенных пород Заварицкого [1932], который использовал огромное количество собственных данных, а также материалы К. Лиса и В. Мида [Leith, Mead, 1915] и Ф. Кларка [Clarke, 1924]; а

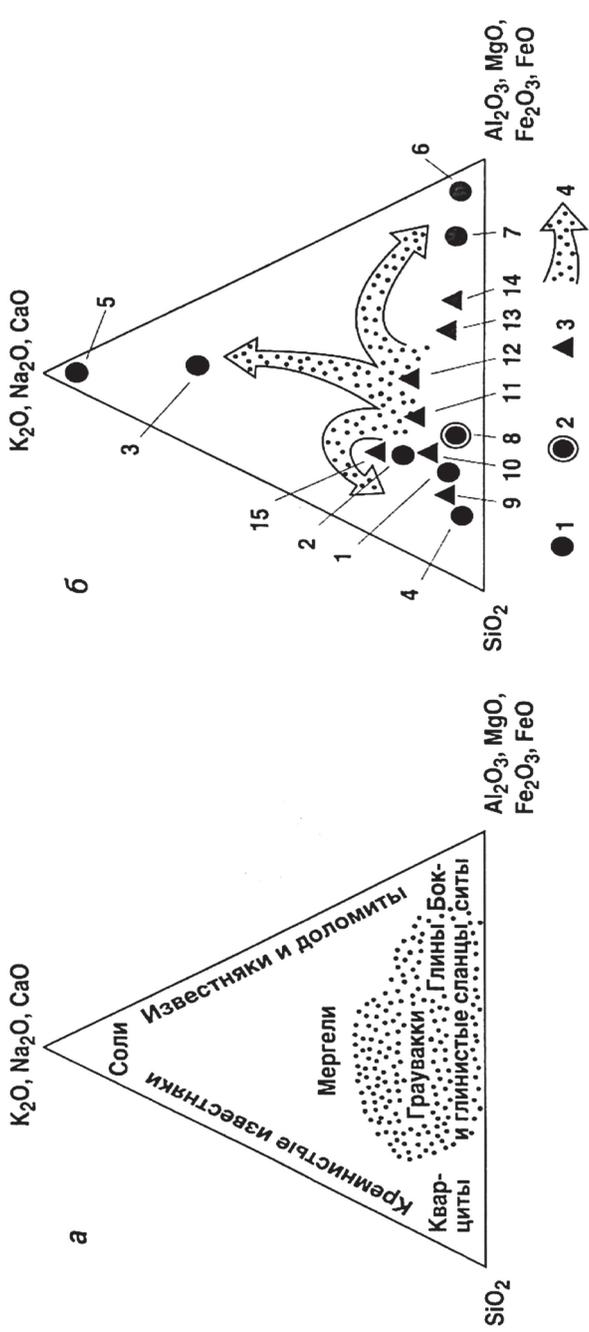


Рис. 1. Химический состав различных типов магматических и осадочных пород: а – сравнение состава магматических (точки) и осадочных пород [Заварицкий, 1932]; б – основные направления осадочной дифференциации

1 – средний химический состав осадочных пород и руд; 2 – средний химический состав современных осадков; 3 – средний химический состав изверженных пород; 4 – направление осадочной дифференциации.

На диаграмме цифрами обозначены: 1 – пески и песчаники континентов; 2 – глины и глинистые сланцы континентов; 3 – карбонаты континентов; 4 – кремнистые породы континентов; 5 – соли, гипсы, ангидриты континентов [Ронов и др., 1990]; 6 – бокситы [Бушинский, 1975; Мейнард, 1985]; 7 – железные руды [Мейнард, 1985; Сердоченко и др., 1960; Яницкий, 1960]; 8 – пеллагические илы океанов [E] Wakeel, Riley, 1961]; 9 – граниты; 10 – грандиориты; 11 – диориты; 12 – габбро; 13 – дуниты; 14 – перидотиты; 15 – слениты

справа представлен треугольник состава осадочных пород и руд, модернизированный по современным материалам А.А. Беуса [1972], А.Б. Ронова и др. [1990], Д.Б. Мейнарда [1985] и др.

На левой диаграмме хорошо видно, что поле магматических, т.е. интрузивных и эффузивных пород, занимает нижнюю половину треугольника, отчетливо тяготея к его центральной части. Это свидетельствует о том, что магматические образования с геохимической точки зрения представляют собой сложные смеси разнородных компонентов, группы которых присутствуют в них примерно в равных количествах.

Среди разнообразных осадочных пород и руд, чрезвычайно близкими по составу к магматическим образованиям оказываются глины и глинистые сланцы, а также некоторые граувакковые песчаники. Все остальные осадочные образования резко отличаются соотношением порообразующих компонентов и поэтому занимают краевые части треугольной диаграммы.

Современные данные количественной геохимии подтверждают и детализируют эту схему. На правом треугольнике средний химический состав различных типов изверженных пород, от гранитов и до сиенитов, охарактеризован по данным А.А. Беуса [1972]. По сравнению с полем данных А.Н. Заварицкого, эта группа средних химических составов несколько сдвинута влево, но также прилегает к основанию диаграммы. Средний состав песков и песчаников, глин и глинистых сланцев, карбонатных и кремнистых пород, а также солей, гипсов и ангидритов был нами рассчитан по данным А.Б. Ронова и др. [1990], бокситов – по материалам Д.Б. Мейнарда [1985] и Г.И. Бушинского [1975], а железных руд – по анализам Д.П. Сердюченко и др. [1960] и А.Л. Яницкого [1960], а также Д.Б. Мейнарда [1985].

Анализ диаграмм показывает, что только наиболее широко распространенные глины и глинистые сланцы, образующиеся на континентах и в океане, а также песчаники, в какой-то мере наследуют средний химический состав изверженных пород. Не менее широко развиты карбонатные и кремнистые породы, напротив, отличаются от исходных магматических образований высокой химической «стерильностью». Что же касается более редких эвапоритов, бокситов и железных руд, то они представляют собой крайнее проявление монокомпонентного химического состава и именно поэтому располагаются вблизи вершин треугольника. Если к сказанному добавить, что в процессах осадкообразования и при вторичных изменениях формируются почти чистые марганцевые руды (от 25 до 80% окислов марганца) [Страхов и др., 1968], крупные залежи фосфоритов (18–38% P_2O_5) [Бушинский, 1966], высококачественные угли, содержащие до 75–97% органического углерода [Черноусов, 1962] и «черные сланцы», горючие сланцы,

содержащие от 18 до 55% органического вещества [Страхов, 1960], то станет очевидной вся сложность осадочного процесса, в котором весьма причудливо переплетаются, а иногда очень резко проявляют себя механические, физико-химические и биологические факторы.

В результате реализация осадочного цикла только часть исходного магматогенного материала переотлагается, не испытав существенного изменения в своем среднем химическом составе; значительная часть его полностью разлагается, сепарируется и разделяется на «чистые» мономинеральные образования. Огромное значение такого разделения исходного вещества на рис. 1 подчеркнуто крупными стрелками.

Таким образом, в ходе мобилизации, переноса и осаждения исходного магматогенного материала в осадочном процессе осуществляется его преобразование, упрощение и *дифференциация*, в результате которых под действием механических, физико-химических и биологических факторов создаются новые породы и руды, характерные для стратисферы Земли. Такое формирование дифференциатов и является главным геохимическим процессом зоны осадкообразования.

В ходе литологической дискуссии 1952 года (I Литологическое совещание СССР) некоторые исследователи (Д.Г. Сапожников и др.) отмечали, что в осадочном процессе наряду с дифференциацией вещества реализуются и процессы его интеграции. Последующие наблюдения показали, что интеграция материала действительно происходит при образовании осадков, однако это явление носит частный характер и охватывает лишь отдельные части зоны осадкообразования (обстановки действия ледников, болотные системы, центральные части океанов и т.д.).

В целом, дифференциация осадочного материала повсеместно преобладает над интеграцией, и является главным процессом осадочного пороодообразования и рудогенеза.

Представления о последовательности осаждения химических элементов в осадочном процессе в работах классиков-геохимиков

Основоположник теории дифференциации элементов в осадочном процессе В.М. Гольдшмидт [1938; Goldschmidt [1954] объяснял поведение химических элементов в самых разнообразных условиях зоны осадкообразования сочетанием их внутренних кристаллохимических свойств и внешних физико-химических параметров геохимической среды. Признавая, что осадочный процесс представляет собой сложный комплекс физико-химических, механических и биохимических явлений, он выделил в нем наиболее яркие физико-химические типы,

причем именно те, в которых реализовались определенные химические реакции, и можно было распознать влияние кристаллохимических свойств элементов на их поведение. В его схеме процесс осадкообразования выглядел так:

1. Остатки: кварц, циркон
2. Продукты гидролиза: боксит, глина
3. Продукты окисления: лимонит, псиломелан
4. Карбонаты: кальцит, доломит
5. Продукты испарения: хлориты, сульфаты, бораты

Прежде всего, в ходе переотложения в виде остатка отлагаются нерастворимые вещества, большей частью в виде зернистого материала, образующие пески, грубые песчаники и т.п. (рис. 2, А). Затем оседает тонкий ил, состоящий из продуктов гидролиза и содержащий водные силикаты или гидроокиси алюминия, тонкодиспергированные слюды и хлориты, тонкоизмельченный кремнезем; образуются глины, бокситы, глинистые сланцы и т.п. Следующая стадия связана с осаждением трехвалентного и четырехвалентного марганца; такому осаждению

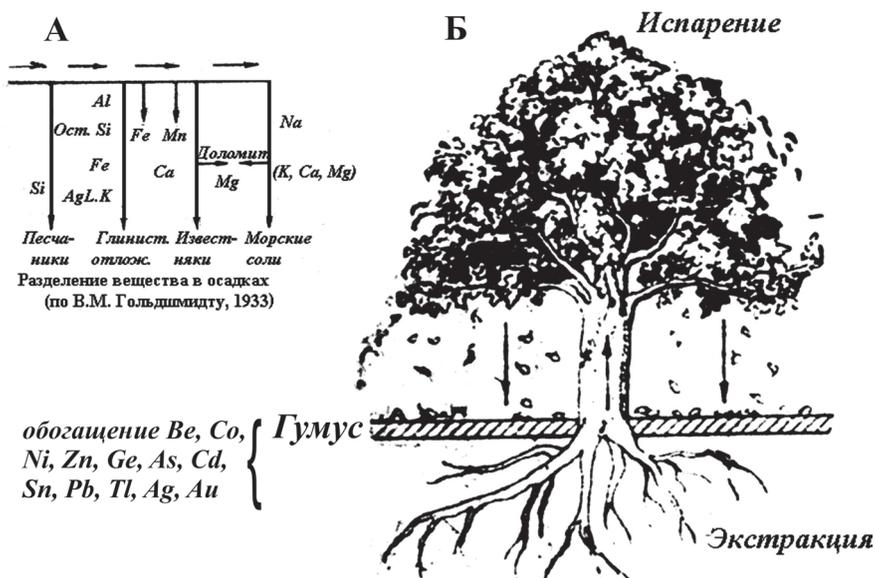


Рис. 2. Схема дифференциации осадочного материала, по В.М. Гольдшмидту [1938]

А – схема физико-химического разделения элементов; Б – биогенный процесс дифференциации

должен предшествовать процесс окисления, происходящий обычно в мелких поверхностных водах.

Далее, по представлениям этого исследователя, при непосредственном участии организмов осуществляется выпадение карбонатов кальция (известняки), а благодаря взаимодействию осадков с магниевыми солями морской воды и метасоматическому замещению кальция магнием – формирование доломитов.

Наконец, испарение морской воды рождает целую гамму минералов, причем в этой последовательности разобзаются соли натрия, кальция, магния и калия, образующие разнообразные хлориды и сульфаты.

Особое место в работах В.М. Гольдшмидта заняла биогенная концентрация химических элементов растительностью и накопление многих химических элементов в производных растительной органики – каменных углях (рис. 2, Б). С помощью количественного спектрального анализа В.М. Гольдшмидт [1937] показал, что в золе углей накапливаются, превышая среднее содержание в тысячу раз – Ge, P, As, Bi, в сто и более раз – Be, Cd, Sn, Pb, Ag, Au и в десятки раз – Co, Ni, Pf, Li, Sc, Ga, Y, Zr, Mo, In, Te. Эти выводы подтвердили представления В.И. Вернадского и Я.В. Самойлова о роли биосферных процессов в концентрации химических элементов и предварили работы биогеохимической лаборатории ГЕОХИ (академик А.П. Виноградов).

Построения А.Е. Ферсмана [1934, 1938] продолжили разработки В.М. Гольдшмидта (рис. 3 А).

«...Мы видим, – писал А.Е. Ферсман, – что вся геохимия гипергенеза основывается на величинах энергии решеток и энергии ионов, простых и комплексных, и зависит от поляризации ионов и связи с изменением рН растворов. Этим основным выводом диктуются и пути дальнейшего изучения поверхностных процессов...» [Ферсман, 1938, с. 502–503].

Существенно усложнил схему осадочной дифференциации Л.В. Пустовалов [1940]; его концепция представлена на рис. 3 Б и В.

Осадочную дифференциацию Л.В. Пустовалов представлял себе как сложный процесс, в котором переплетены явления механического и химического разделения элементов.

Механическая дифференциация осуществляется вследствие падения живой силы воды или иного транспортирующего фактора, благодаря чему обломочный материал сортируется по размерности или по удельному весу так, как это показано в левой части рис. 3 Б. По мере снижения скорости потока (слева направо) осаждаются частицы все меньшей размерности и с меньшим удельным весом.

Химическая дифференциация разворачивается благодаря противоречиям между свойствами химических элементов и физико-химической характеристикой гидрогеологической среды; последовательность

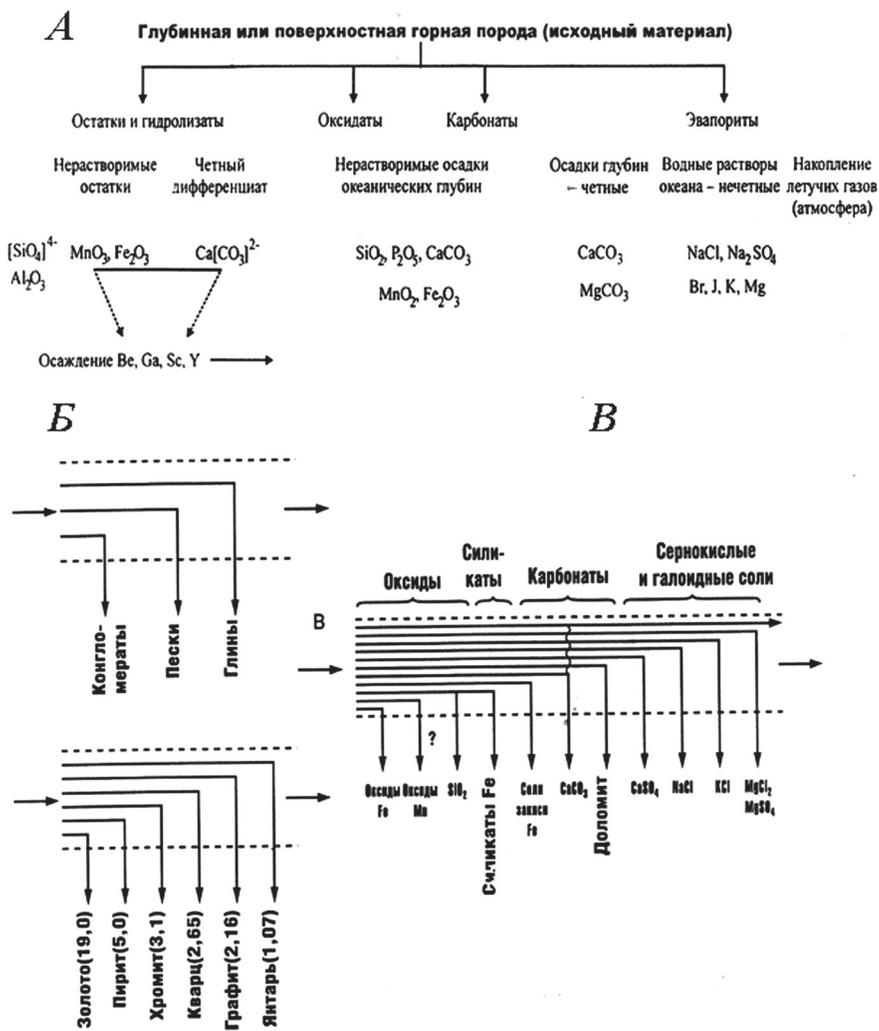


Рис. 3. Представления А.Е. Ферсмана [1937] и Л.В. Пустовалова [1940] о дифференциации вещества в осадочном процессе

А – схема А.Е. Ферсмана [1937]; Б, В – схема Л.В. Пустовалова [1940]

осаждения химических соединений в этом процессе показана в правой части рис. 3 В. Обращает на себя внимание, что ряд компонентов, по схеме Л.В. Пустовалова, распадается на два сектора. Осаждение соединений, от гидроксидов железа и до карбонатов, происходит в результате гидролиза природных соединений, а последовательность

формирования твердых фаз здесь зависит от их сродства с ионом ОН⁻ (гидролизруемости металла), а также от рН и Eh среды. Именно эта ветвь химической дифференциации оказывается, по представлениям Л.В. Пустовалова, неразрывно связана с механической сортировкой осадочного материала.

Последовательность выпадения в осадок солей, от карбонатов до хлоридов магния, диктуется уже не значениями рН–Eh, а соленостью выпаривающейся морской воды и осуществляется в условиях мелководных озер, лагун и заливов; в этой части дифференцированного ряда процессы механического разделения не проявляются, а химическая дифференциация материала предстает в своем рафинированном виде.

Возрастающее увеличение солености морской воды в эвапоритовых бассейнах формирует ту последовательность минералообразования, которая изображена на отрезке между карбонатами и хлоридами магния (см. рис. 3В).

Механизм, определяющий осаждение химических элементов, Л.В. Пустовалов связывал, также как В.М. Гольдшмидт и А.Е. Ферсман, с изменением кислотно-щелочных обстановок (рН) и окислительно-восстановительным потенциалом среды (Eh).

Так как для каждого химического элемента осаждение путем гидролиза осуществляется при строго определенной величине рН (Fe(OH)₃ – 1, Ti(OH)₂ – 1,4–1,6, U(OH)₄ – 1,68, Fe(OH)₃ – 2,48–2,7 и т.д.), и с учетом того обстоятельства, что значения рН в природных водах возрастают в ряду: озера вулканов – 1.5; торфяные болота – 4–4.5, воды морей – 8.1–8.4, осолоняющихся заливов >10), гидролиз элементов в воде обеспечивает их закономерное выпадение в осадок.

Поведение химических элементов, обладающих несколькими валентностями (Fe⁺², Fe⁺³, Mn⁺², Mn⁺³, Mn⁺⁴, U⁺⁶, U⁺⁴, Co⁺², Co⁺³ и др.) сложнее.

И окисление, и восстановление металлов осуществляется за счет действия электрохимических процессов и, в значительной степени, зависит от электродвижущей силы реакции. Эта сила измеряется величиной Eh, представляющей собой разность потенциалов в вольтах, возникающую в полуэлементе, в котором восстановитель и окислитель, присутствующие в концентрациях равных 1 моль/литр при 25°C и рН = 7.0, находятся в равновесии с электродом, способным принимать электроны от восстановителя и передавать их окислителю.

Окислительно-восстановительный потенциал (Eh) обычно рассматривается по отношению к потенциалу реакции: H₂ → 2H⁺ + 2ē (электроны), который при давлении газообразного водорода в 1 атмосферу при концентрации ионов H⁺ равной 1 моль/литр (что соответствует рН = 0) и при 25°C условно принят за 0.00 вольт

Соответственно, одни окислительно-восстановительные реакции имеют положительные значения Eh и располагаются выше потенциала водородного электрода, а другие имеют отрицательные значения этой величины и располагаются ниже (табл. 1).

Таблица 1. Окислительно-восстановительные потенциалы некоторых реакций

Реакция	Eh	Реакция	Eh
$\text{Co}^{2+} = \text{Co}^{3+} + \bar{e}$	+1.85	$\text{U}^{4+} = \text{U}^{6+} + 2\bar{e}$	+0.41
$\text{Ni}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{NiO}_2 + 4\text{H}^+ + 2\bar{e}$	+1.75	$\text{V}^{3+} = \text{V}^{4+} + \bar{e}$	+0.40
$\text{Pb}^{2+} + \text{H}_2\text{O} = \text{PbO}_2 + 4\text{H}^+ + 2\bar{e}$	+1.5	$2\text{Cu} = \text{Cu}_2\text{O}$	+0.345
$\text{V}^{4+} = \text{V}^{5+} + \bar{e}$	+1.00	$\text{H}_2 = 2\text{H}^+ + 2\bar{e}$	0.000
$\text{Fe}^{2+} = \text{Fe}^{3+} + \bar{e}$	+0.77	$\text{Fe}^0 = \text{Fe}^{2+} + 2\bar{e}$	-0.45

Примечание. \bar{e} – электрон

Схема осадочной дифференциации, детально разработанная в работах Л.В. Пустовалова [1940], родила мысль о жесткой связи между физико-химическими обстановками и аутигенным минералообразованием; она нашла отражение в гипотезе об определяющей роли кислотно-щелочных и окислительно-восстановительных обстановок в осадочной геохимии.

Геохимические работы Н.М. Страхова начались со студенческой скамьи, когда он под руководством и с участием академика А.Д. Архангельского начал изучать поведение химических элементов в современных осадках Черного моря. Эти исследования черноморских осадков продолжались всю жизнь Н.М. Страхова; на эту тему было опубликовано более 12 статей и монографий.

Исследование закономерностей поведения химических элементов в донных осадках сочеталось с широким геологическим анализом проблемы. В Черном море были исследованы разные стратиграфические горизонты современных осадков (новокаспийский, древнечерноморский, современный), описаны и изучены их фации, решен вопрос о происхождении сероводородного заражения вод, рассмотрена минералогия многих химических элементов, поведение и генезис карбонатов и органического вещества, доказан его планктоногенный генезис. Показано огромное значение биогенных процессов, определяющих концентрацию и рассеяние химических элементов¹.

¹В этом вопросе Н.М. Страхов оказался полностью солидарен с представлениями В.И. Вернадского [1926, 1965]

Особое внимание Н.М. Страхов уделил исследованию форм нахождения химических элементов в осадке. Одновременно им был изучен состав речного стока, питающего водоем, описано геологическое строение водосборов рек бассейна Черного моря и показана связь между формами миграции химических элементов и их осаждением.

Таким образом, Черное море превратилось в типичную геохимическую модель современного осадконакопления.

Позднее Н.М. Страхов имел возможность сравнить полученные данные с геохимией и минералогией современных осадков Каспийского, Аральского, Охотского морей и различных континентальных озер (Балхаш, Байкал, озера Кулундинской степи и др.).

С 1960-х годов Н.М. Страхов исследовал геохимические закономерности океанского литогенеза. Он возглавил большую группу сотрудников, исследовавших Транс-Тихоокеанский профиль современных осадков, протянувшийся от берегов Японии до Калифорнии (США). В монографиях «Проблемы геохимии современного океанского литогенеза» [Страхов, 1976] и «Геохимия современного седиментогенеза» [Страхов, 1979₁] дана общая схема поведения химических элементов в современных океанах.

Стратиграфию, литологию, палеогеографию и тектонику древнего осадконакопления Н.М. Страхов исследовал при создании курса «Историческая геология»; разные аспекты историко-геологической науки были им изложены в статьях и монографиях 1934–1948 гг. [Страхов, 1932, 1937, 1938, 1948].

Большим вкладом в познание закономерностей размещения и условий образования древних рудных месторождений железа и марганца явились его классические монографии «Железорудные фации и их аналоги в истории Земли» [Страхов, 1947] и «Геохимия осадочного марганцеворудного процесса» [Страхов и др., 1968].

В двух главных обобщающих работах Н.М. Страхова «Основы теории литогенеза» [1960, 1962] и существенно дополняющей их монографии «Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли» [Страхов, 1963] автор не предлагает обобщенной схемы осадочной дифференциации, но по существу создает ее основы.

Прежде всего, следует отметить, что Н.М. Страхов разрабатывает представления о том, что в осадочном процессе растворы элементов сочетаются с их твердыми и газовой фазами. Иначе говоря, в области осадко- и пороодообразования мы имеем дело с *фазовыми* явлениями. В этом отношении он полностью солидарен с В.И. Вернадским [1965], который подчеркивал именно эту сложность поверхностных явлений.

Второй особенностью геохимических работ Н.М. Страхова является выявление им огромной роли ОВ в миграции и концентрации хи-

мических элементов. В этом отношении он опять оказывается близок Я.В. Самойлову [1929], В.И. Вернадскому [1926, 1927, 1940, 1965], А.П. Виноградову [1933] и др. биогеохимикам.

Еще одна, очень яркая сторона, проявившаяся в работах Н.М. Страхова, заключалась в доказательстве того, что не существует в природе *единого* дифференциального ряда химических элементов, а поведение их зависит от параметров конкретных физико-географических и климатических обстановок, характеризующихся большим разнообразием. С этой точки зрения на континентальном блоке планеты выделяются четыре зоны: гумидная, аридная, ледовая (нивальная) и вулканогенно-осадочная. Мобилизация, перенос и, отчасти, накопление химических элементов в них реализуется по четырем разным схемам.

В каждой зоне, в свою очередь, четко выделяется ряд водосборов конечных водоемов стока. В их пределах на миграцию и концентрацию химических элементов оказывают влияние: эрозионный срез и состав исходных разрушающихся пород, растительность и калейдоскоп климатических зон, связанных с рельефом и строением региона.

Наконец, чрезвычайно важным теоретическим достижением Н.М. Страхова является то, что он наметил решение проблемы **многостадийности** осадочного процесса, показав, что стадия диагенеза вносит огромный вклад в разделение химических элементов.

В сочетании с более поздними исследованиями стадии катагенеза [Холодов, 1983, 2006 и др.], наблюдения над седиментацией, диагенезом и катагенезом осадочных образований позволяют раскрыть поведение фазовой дифференциации во времени.

Взаимоподчиненность и последовательность смены обстановок осадочного процесса, определяющих развитие фазовой дифференциации химических элементов, изображена на табл. 2. Таблица позволяет сопоставить условия развития осадочного процесса на континентальном блоке планеты ($149 \cdot 10^6$ км²) и в океанском секторе ($361 \cdot 10^6$ км²). Другой координатой для рассмотрения являются стадии формирования осадочных пород. Очевидно, что выделение осадочного пороодообразования, как это было показано нами ранее [Холодов, 2004], встречает ряд трудностей. Оказалось, что образование осадочных пород в значительной степени зависит от физико-географических условий, в которых реализуется этот процесс. Так, например, в области ледового литогенеза мобилизация осадочного материала и его перенос ледниками сливаются воедино, а при последующем таянии льдов, в формирующихся моренах реализуются не процессы диагенеза и катагенеза, а гипергенное выветривание [Страхов, 1960, 1963]. В аридных зонах при осолонении мелководных водоемов в осадок выпадают кристаллы различных солей, формируется соленосная порода и различить стадии

Таблица 2. Физико-географические и термобарические условия фазовой дифференциации донного материала в стратиффере [Страхов 1960; Холодов, 2011]

Стадии процесса	Физико-географический тип мобилизации	Континентальный блок (149·10 ⁶ км ²)		Океанический блок (361·10 ⁶ км ²)		
				Озера	Моря	Океаны
Седиментогенез	Гумидный (100·10 ⁶ км)	Гумидные водосборы	Речная сеть континентов	Главный фактор разделения компонентов – сложная гидродинамика вод – приливы и отливы, волнение, циркулярные течения, конвекционные потоки		
	Аридный (350·10 ⁶ км)	Аридные водосборы ?				
	Ледовый (60·10 ⁶ км)			Солеродные бассейны краевых зон континентов и морей	Подводная гидротермальная и вулканическая деятельность	
Диagenез	Субэральный		Субаквальный			
	Торфяные болота, сапропелевые озера, русловые врезы рек и др.		Восстановительный; определяется неполным разложением органического вещества	Окислительный; определяется отсутствием органического вещества и избытком гидроксидов Fe и Mn		
Катагенез	Зона активного флюидообмена	Дождевые, почвенные, грунтовые, инфильтрационные воды, движения сверху вниз	Гидростатическое давление	?		
	Зона слабоактивного флюидообмена	Уплотнение и уменьшение пористости в глинах, перемещение вод, нефти и газа в песчаниках	*АВПД и АНПД			
	Зона замедленного флюидообмена	Слабая проницаемость в глинах, созданная закрытой физико-химической системой, миграция флюидов по трещинам, грязевой вулканизм	**СВД, грязевые вулканы			

Примечание. *АВПД – аномально-высокие пластовые давления; **СВД – сверхвысокие давления, АНПД – аномально-низкие пластовые давления

седиментации, диагенеза и катагенеза оказывается весьма затруднительно.

Все это приводит к мысли, что выделение единых универсальных стадий осадочного породообразования, принятое в литологии, весьма условно, а сами такие стадии представляют собой условные подразделения идеализированной модели осадочного процесса. Эталоном для общих стадийальных подразделений, выделенных в работах А.Е. Ферсмана, А.Д. Архангельского, М.С. Швецова, Л.В. Пустовалова, Н.В. Логвиненко, А.Г. Коссовской, Г.Ф. Крашенинникова и др. являются субаквальные осадки водоемов – пески, песчаники, глины, черносланцевые осадки (сапропели), железные и марганцевые руды, угли. Все они после стадии седиментации (мобилизация, перенос, осаждение) проходят иловую стадию перехода осадка в породу (диагенез) и последующие изменения осадочных пород и руд в ходе их погружений в область высоких температур и давлений в нижних слоях стратисферы (катагенез).

Тем не менее, очевидно, что механизм процессов, преобладающих на разных этапах развития осадочных пород настолько различается, что в каждом случае требуется отдельное обсуждение.

Таблица обстановок фазовой дифференциации в осадочном процессе (см. табл. 2) по существу и является главным предметом рассмотрения в дальнейших разделах книги.

Фазовая дифференциация в процессах седиментации

Главный процесс осадкообразования следует представлять себе, как взаимодействие приподнятого континентального блока Земли (с горными хребтами, высокогорными плато, ущельями и, каньонами, колоссальными равнинами, дельтами и эстуариями рек), с обрамляющим его опущенным океанским блоком (озера, моря, океаны), который покрыт водами гидросферы.

На континентах происходит мобилизация, перенос и отложение осадочного материала, однако мобилизация существенно преобладает. В морях и океанах осуществляется мобилизация, перенос и осаждение осадочного материала, но последний процесс отчетливо главенствует.

Взаимодействие между континентами и океанами реализуется, главным образом, посредством круговорота воды. Разнонаправленные и хаотичные движения воздуха местами усложняют, но не меняют общую направленность этого явления.

Как показал В.И. Вернадский [1934, 1939], вода представляет собой *минерал*, находящийся на Земле в трех фазах – твердой, жидкой и газообразной.

Круговорот воды на дневной поверхности планеты является главным «двигателем» процессов седиментации. Обычно он сводится к довольно простым фазовым переходам воды. Жидкая вода под действием тепла испаряется, превращается в пар и поднимается в нижние слои атмосферы. Совершая латеральные перемещения, она охлаждается, вновь превращается в жидкую фазу и возвращается на Землю в виде осадков – дождя, снега, града (жидкая и твердая фазы).

Необходимо подчеркнуть, что в пределах континентов климат оказывает *непосредственное* влияние на мобилизацию, перенос и отложение осадочного материала. Скачки температуры, движения воздуха (ветер, смерчи, циклоны и антициклоны, ураганы и др.), выпадающие осадки (дождь, град, снег, фирн, лед) и зависящая от этих факторов деятельность биосферы (леса, поля, рощи, посевы, почвы и др.) непосредственно связаны с климатом.

В глубоководных океанах и морях прямое влияние климата на осадки резко уменьшается благодаря мощной толще воды, а климатическая зональность планеты отражается лишь в особенностях размещения поясов биогенного кремненакопления и зон прибрежного соленакопления в замкнутых частях водоемов. Это хорошо показал Н.М. Стрехов [1976, 1977, 1978].

На континентальном блоке отчетливо выделяются три климатические зоны – гумидная, аридная и ледовая; на суше и в океаническом секторе на отдельных участках проявляет себя вулканический процесс и реализуется вулканогенно-осадочное осадконакопление.

Гумидная зона занимает огромные площади, континентов ($100 \cdot 10^6$ км²) и четко распадается на 3 пояса – тропический экваториальный, северный и южный умеренные гумидные. Для последних характерны избыток влаги и широчайшее развитие растительности. Преобладают лесные ландшафты с подзолистыми и серыми лесными почвами, верховыми болотами, а также степные ландшафты с черноземом. Большую роль играют леса, концентрирующие влагу и являющиеся мощной преградой для ветров.

В гумидной зоне наиболее ярко проявляется дифференциация новообразованных минералов химических соединений, коллоидов, растительных остатков и обломков пород. Этому способствует преобладание жидкой фазы и широчайшее развитие растительной биосферы и почв, а также деятельность поверхностных вод, перемещающихся от поверхности частей континентов к уровню Мирового океана. В затишных участках водной системы континентов (участки равнинных рек, старицы, заболоченные равнины, болота и др.) реализуется процесс интеграции осадочных компонентов, однако в целом в гумидной зоне она отчетливо подавлена, заметно уступая явлениям дифференциации.

Существенно отличаются геохимические процессы в *аридной зоне*, где газовая фаза воды чаще преобладает над жидкой фазой, господствуют высокие температуры и повышенное давление атмосферы, что существенно сокращает растительный покров. Отсутствие лесов и кустарников порождает господство эоловых процессов, которые, накладываясь на механическое разрушение исходных и материнских пород, выдвигают на первое место процесс интеграции песчано-алевритового материала. Только в солончаках и такырах, а также в крупных речных артериях пустынь реализуются процессы дифференциации осадочного материала, но и эти водные образования нередко теряются в массе пустынных накоплений. Кроме того, испарение вод в мелководных озерных водоемах, заливах и лагунах побережий способствует образованию эвапоритовых минералов и их раздельному выпадению в осадок.

В целом, однако, в аридной зоне господствуют процессы смешения (интеграции) осадочного материала.

Резко отличаются гумидные процессы, происходящие в *ледовой зоне* ($15 \cdot 10^6$ км²). Вслед за Н.М. Страховым [1960, 1963], к этой зоне следует относить низкотемпературную область, в которой вода существует исключительно в твердой фазе (снег, лед, фирн). Это делает главными механизмами осадкообразования сползание ледников и механическое нарушение подстилающих материнских пород, и приводит к абсолютному преобладанию в этой зоне процессов смешения (интеграции) осадков. Формирующиеся при этом ледниковые валуны и морены представляют собой (как это подчеркнул В.М. Гольдшмидт [Goldschmidt, 1954]) среднюю пробу подстилающих материнских пород.

Своеобразное место в ряду физико-географических обстановок занимает **аклиматический вулканогенно-осадочный процесс**. Он проявляется и на континентах, и в пределах океанического блока (озера, моря, океаны), незакономерно (пятнами) осложняет течение процессов нормального осадкообразования, вовлекая в них магматогенный материал – твердые (лавы, лапилли и вулканический пепел), жидкие (гидротермы) и газоводные фазы (фумаролы и сольфатары с CO_2 , HCl , HF , SO_3 , H_2S , H_2 , N_2 , CO_2 и др.).

В результате реализации этого явления, преобладающим процессом становится интеграция различных типов осадочного материала, но иногда на этом общем фоне встречаются продукты температурной дифференциации – железные и марганцевые руды, скопления кремнезема, карбонатов, серы, бора и др. компонентов.

В целом очевидно, что главной зоной разделения вещества материнских магматических и метаморфических пород является гумидная

зона континентального блока Земли, причем в этом процессе важную роль играет биосфера.

О роли биосферы в фазовой дифференциации осадкообразования и рудогенеза

Главная особенность биосферы в гумидной зоне заключается в создании окислительно-восстановительных обстановок или, как это определили А.Е. Ферсман [1937] и Л.В. Пустовалов [1940], в формировании «зоны геохимических противоречий».

Эта движущая сила химической дифференциации создается за счет фотосинтеза, который является главной функцией растительности, развитой на континентах (деревья, кустарники, травы и др.) и в гидросфере (фитопланктон в морях и океанах). Суть происходящих при этом процессов проста.

Углекислота (CO_2), присутствующая в атмосфере как реликт древней газовой фазы атмосферы, как продукт жизнедеятельности человечества или как вулканогенное новообразование, извлекается растительной массой, разлагается на кислород (O_2) и углерод, и за счет энергии солнечных лучей углерод превращается в хлорофилл (CH_2O):



В этой реакции заложено два важнейших геохимических процесса. Первый процесс сводится к рождению свободного кислорода – важнейшего окислителя на Земле, пополняющего атмосферу, растворяющегося в воде и на разных стадиях осадочного процесса повышающего окислительный потенциал среды (Eh). Учитывая огромную массу растительности на континентах (леса, кустарники, травы и почвы, культурные посевы и др.) и массу фитопланктона в океанах и морях, создание главного окислителя, несомненно, имеет геологическое значение. По подсчетам А.И. Перельмана [1979], растения планеты Земля ежегодно продуцируют $3.2 \cdot 10^{11}$ кислорода. Это значит, что, если отбросить расходование O_2 на реакции окисления, современная кислородная атмосфера (1810^{15} т) может быть создана растительностью всего за 3700 лет.

Следует подчеркнуть, что возникновение кислородной атмосферы, обусловленное процессами фотосинтеза, относится к эпохе появления и распространения морских прокариотов – одноклеточных родоначальников современного мира бактерий, водорослей и растений. Оно

подтверждается многими геолого-геохимическими доказательствами, обобщенными в работах В.И. Вернадского [1965], Б.Б. Польшова [1934], Х. Холленда [1989], Г.А. Заварзина [2003] и др.; их стратиграфическая последовательность показана на рис. 4.

Как показал Х. Холленд [1989], результаты исследования осадочных толщ архея свидетельствуют об их региональной восстановлен-

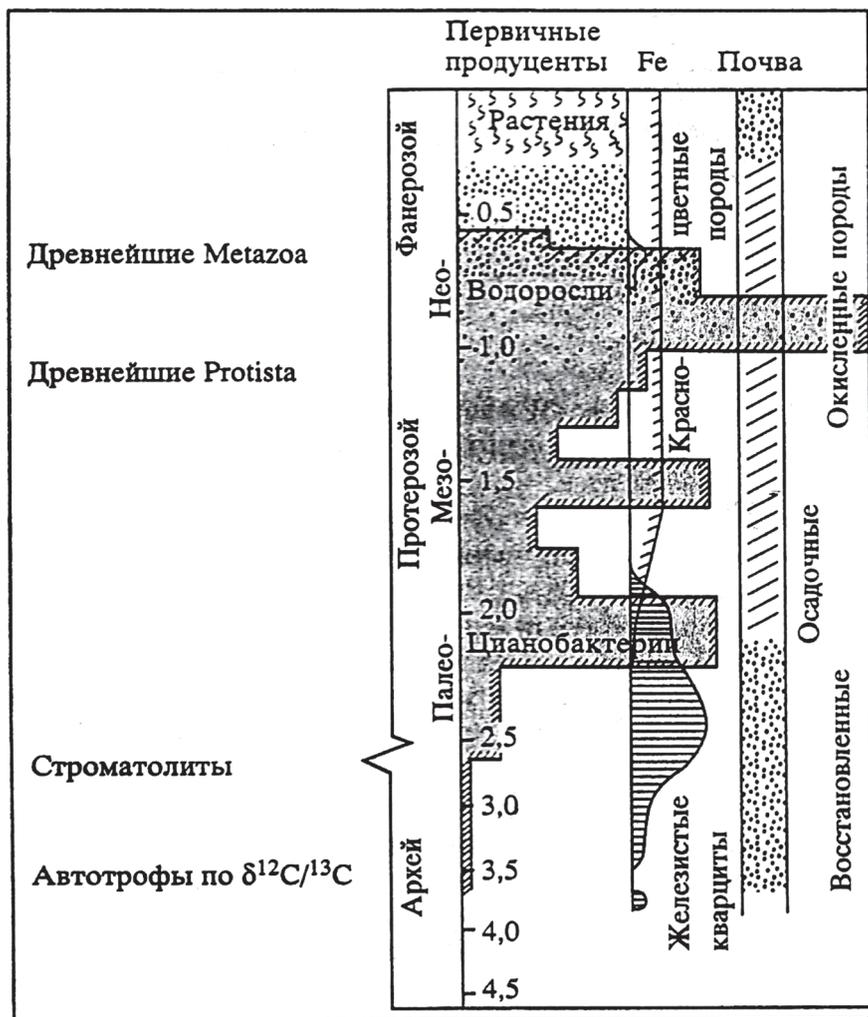


Рис. 4. Важнейшие биотические события в истории Земли [Заварзин, 2003]

ности и о дефиците O_2 в атмосфере во время накопления древнейших осадочных отложений Земли. Эти построения подтверждаются работами П. Рамдора [Ramdohr, 1954, 1958], М. Шидловски [Schidlowski, 1966, 1981], В. Меддауга [Meddaugh, 1983] и др., обнаружившими в золотоносных и редкометальных докембрийских конгломератах Витватерсранд (ЮАР) и Блайнд Ривер (Канада США) окатанные зерна сульфидов и уранинита. Рубеж 2.0–2.2 млрд. лет является переходным, поскольку именно в этот промежуток геологического времени формировались кислородные параметры современной атмосферы. Этот процесс подтверждается работами К. Хаттори, Ф.А. Кемпбелла и Х.Р. Кроуза [1985], которые исследовали изотопы серы в континентальных толщах протерозоя Канады и США и показали, что распространение SO_4^{2-} в терригенных отложениях этого времени свидетельствует о становлении кислородных обстановок.

К этому же периоду относится формирование грандиозных бассейнов железорудных джеспиллитов типа озера Верхнего, распространенных на пяти современных континентах планеты – в Австралии (Хаммерсли), в Африке (Трансвааль), в Евразии (Криворожье, КМА), в Северной Америке (озеро Верхнее) и в Южной Америке (Железный квадрат). Руды сложены слоями оксидов железа, которые чередуются со слоями кварца; эти руды описаны в работах В. Линдгрена [1934], Н.М. Страхова [1947], Л.И. Формозовой [1973], В.Н. Холодова [2006] и др.

Уже в верхней части разреза протерозоя появляются красноцветные формации с карбонатами, относимые обычно к типичным окислительным фациям аридного типа [Анатольева, 1972].

Основные события в развитии растительного мира на Земле – выход растений на поверхность континентов в конце силура и переход от голосеменных к покрытосеменным растениям на рубеже верхнего мела также отразились на парциальном давлении кислорода [Холленд, 1989].

Второй стороной фотосинтеза является преобразование хлорофилла, которое происходит в процессах роста биомассы растений, листопадов и гниения органического вещества, почвообразовательной деятельности бактерий и грибов, формирования почвенной атмосферы, круговорота вещества вокруг корней растений и создание нового растительного материала, определяющего рост растительной массы (рис. 5). В этой природной лаборатории проявляются удивительные свойства углерода, который при активном участии водорода и, отчасти, азота и кислорода, существенно усложняет простые соединения хлорофилла (CH_2O) и образует составляющие высших растений (хвойные, лиственные деревья, травы, посевы). К ним принадлежат клетчатка или целлюлоза ($C_6H_{10}O_6$)_n, лигнин ($C_{59}H_{50}O_6$), споранин ($C_{90}H_{111}(OH)_9$), стеарины, воски, смолы и др. компоненты.

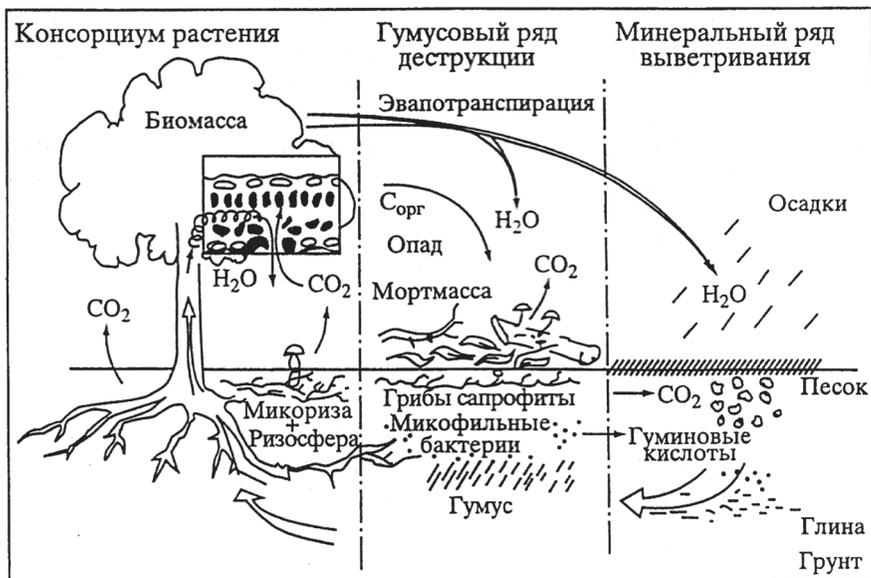


Рис. 5. Микробиологические аспекты почвообразования [Заварзин, 2003]

В низших растениях (плауны, хвощи, водоросли и др.) преобладают углеводы (например – глюкоза ($C_6H_{12}O_6$), сахароза ($C_{12}H_{22}O_{11}$), клетчатка ($C_6H_{10}O_6$)_n), жиры (сложные эфиры глицерина и кислот с формулой $CH_2(OOR_1) - CH(OOR_2) - CH_3(OOR_3)$, где $OOR_{1,2,3}$ – кислотные радикалы) и белки (соединения С, Н, N и О; (например – белок куриного яйца $C_{237}H_{786}N_{58}O_{78}$)).

После формирования биомассы растениями и животными биосферы, ее остатки испытывают периоды захоронения, дезинтеграции и, проходя стадии диагенеза и катагенеза, образуют трехфазную систему (рис. 6), в которой твердую фазу представляют торфы и угли разной степени углефикации, жидкую фазу представляют нефти, а газообразную – метан (CH_4) и другие углеводородные газы. В процессах катагенетического погружения вглубь стратисферы все эти образования трансформируются, образуя целую систему каустобиолитов; их генетические соотношения (см. рис. 6) отражает схема, приведенная в работе В.А. Успенского, О.А. Радченко [1947].

Все эти «следы былых биосфер» несут в себе огромный запас энергии, являются сильными восстановителями и геохимическими антиподами свободного кислорода.

В результате деятельности биосферы в зоне осадкообразования, на поверхности нашей планеты формируется т.н. «зона геохимического

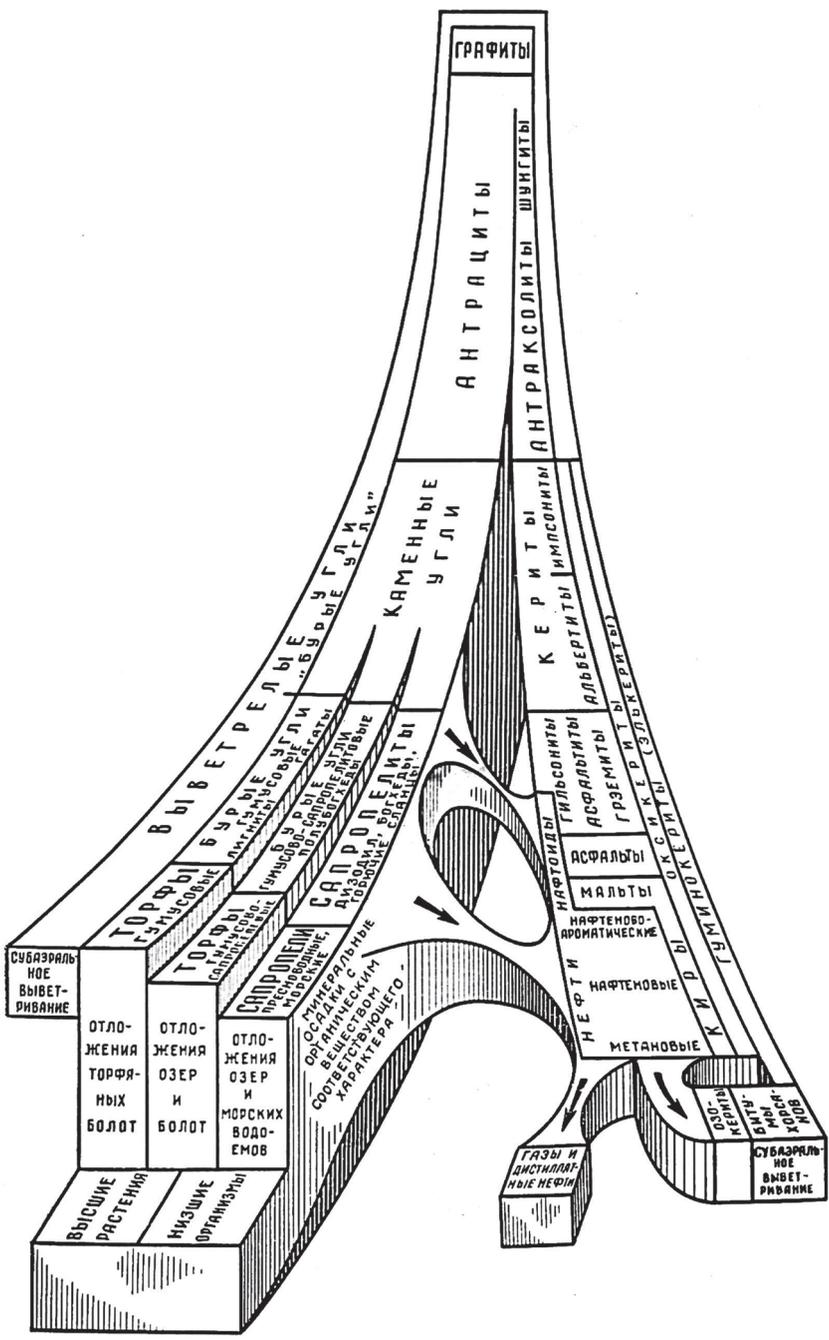


Рис. 6. Генетическая классификация каустобиолитов [Успенский, Радченко, 1947]

на, В.Н. Холодова, Г.В. Комаровой, И.А. Кондратьевой, Е.М. Шмариовича, Е.А. Головина, М.Ф. Каширцевой, Я.М. Кислякова, В.Н. Щеточкина, Г.А. Машковцева, И.Г. Печенкина и др.

В этой модели выделялись три составляющих. В приповерхностной зоне ее основой является направленный поток кислородсодержащих вод, переносивший массу растворенных рудных химических элементов (U^{+6} , U^{+5} , Mo^{+6} , Se^{+6} , Re^{+7} и др.). Этот массоперенос является главным «стержнем» модели барьера, вне его влияния геохимический барьер превращается в обычный безрудный окислительно-восстановительный контакт двух разных геохимических фаций. Второй элемент модели – обязательная окислительно-восстановительная граница, на которой изменяется валентность химических элементов, а жидкая фаза превращается в твердую и осаждается. Наконец, третьей составляющей геохимического барьера является восстановительная зона фиксации и накопления рудных компонентов. Здесь интенсивность осаждения рудного вещества сочетается с твердой пористой средой осадочной породы, способной аккумулировать в себе множественные скопления новообразованных минералов.

Все три элемента геохимического барьера являются его главными признаками. Поскольку во всех остальных случаях механизмы осаждения компонентов, перечисленные в работах А.И. Перельмана [1965, 1979], остаются не разработанными и сходны с эталонной моделью только по общим признакам, предложенная этим автором классификация, к сожалению принятая и подхваченная некоторыми исследователями ([Емельянов, 1982; 1998] и др.), является простым перечислением всех возможных условий осаждения минеральных новообразований в осадочном процессе. Это хорошо видно при ближайшем рассмотрении т.н. терригенных, сорбционных и испарительных «барьеров» классификации А.И. Перельмана.

Влияние биогенных факторов и, в первую очередь, растительности континентов на процесс фазовой дифференциации в зоне осадкообразования не ограничивается созданием свободного кислорода и восстановителей.

Огромную роль играет жизнедеятельность растений и животных в создании кислотно-щелочных условий на поверхности нашей планеты. Известно, что совокупность магматических и метаморфических пород, слагающих литосферу, при растворении в водах дает щелочную реакцию [Алекин, 1952]; с этим связаны химические особенности вод Мирового океана: средняя соленость 35%, рН колеблющийся от 7.5 до 8.3 [Хорн, 1972] и хлоридно-магниево-кальциевый, сульфатно-карбонатно-хлоридный состав [Garrels, Tompson, 1962].

Между тем растительная часть биосферы на суше и в океанах создает кислоты, являющиеся геохимическими антиподами щелочной среды¹.

Как показал А.П. Виноградов [1954] на основании исследования 6000 образцов растений и животных, в них содержание кислорода – 10%, в пересчете на живое вещество, углерода – 18%, а водорода – 10.5%.

По представлениям Б.Л. Личкова, Б.Б. Полынова, А.И. Перельмана и многих других геохимиков-почвоведов, в лесных массивах гумидных зон в верхней части стратисферы и в почвах накапливается и трансформируется гумусовая масса, в составе которой большую роль играют гуминовые кислоты – соединения, несущие в себе избыток атомов водорода. Кроме гуминовых кислот здесь обычно присутствуют фульвокислоты и аминокислоты (аспаргиновая кислота, аргинин, лейцин и др.). Они создают кислую среду, смещая баланс диссоциации воды ($\text{H}_2\text{O} \leftrightarrow \text{H}^+ + \text{OH}^-$) в сторону избытка водородных ионов и низких значений величины рН.

Такое подкисление вадозных и грунтовых вод типично для гумидных площадей континентального блока и определяется господством в них растительной биосферы. Здесь следует подчеркнуть, что кислотно-щелочные условия так же, как и окислительно-восстановительные процессы, по данным В.М. Гольдшмита [1938], А.Е. Ферсмана [1932–1939] и Л.В. Пустовалова [1940], являются главными факторами разделения химических элементов в зоне осадконакопления.

Классики-геохимики считали их следствием неведомых физико-химических процессов, явно недооценивая биосферу, с проявлениями которой человечество сталкивается на каждом шагу.

О физико-химических условиях реализации фазовой дифференциации

Главным транспортером химических элементов в зоне осадконакопления является вода, поэтому последовательность осаждения и

¹Родоначальниками кислот на Земле являлись древняя докембрийская атмосфера и извержения наземных вулканов. По представлению М.В. Будько и др. [1985], после конденсации паров воды, в атмосфере присутствовали N_2 , CO_2 и отчасти H_2 , при полном отсутствии свободного кислорода. Углерод в виде окиси составлял примерно 1/3 своей современной массы (10^{23}г). Наземный вулканизм на протяжении всей постальгонской истории Земли способствовал выделению CO_2 в атмосферу; часть ее использовалась в фотосинтезе растениями [Ронов, 1993]. По-видимому, более ранней производной вулканизма являлась угольная кислота (H_2CO_3), а более поздней – серная (H_2SO_4).

фиксации аутигенных минералов в осадках в значительной мере зависит от гидродинамики несущей среды.

С точки зрения перемещения водных масс, на континентальном блоке нашей планеты выделяются четыре области:

- 1) области водосборов;
- 2) речная сеть континентов;
- 3) краевые или изолированные части конечных водоемов стока (солеродные бассейны);
- 4) конечные водоемы стока (крупные озера, моря и океаны).

Области водосборов представляют собой арену непосредственного взаимодействия материнских пород литосферы и атмосферных явлений – выпадающих осадков, изменений температуры воздуха, эоловой деятельности атмосферы.

Как правило, в этих областях преобладает вертикальное движение инфильтрационных вод, осуществляющих процесс, который Г.И. Бушинский [1946] назвал «промывным гипергенезом». В нижних частях геологического профиля этих областей движение вод сменяется на горизонтальное, и на уровне отметок зеркала водной поверхности близлежащих конечных водоемов стока (озера, моря, океана) эти воды смешиваются с водами подземного стока.

Геологическое строение водосборов, через соотношение слагающих их пород литосферы и стратисферы, вскрытых эрозионным срезом, определяет минералого-химический состав дифференциальных рядов химических элементов и минералов.

Поясним это на примерах. Водосбор Черного моря занимает площадь 1 864 000 км² и включает бассейны 12 крупных рек. По особенностям геологического строения его территория подразделяется на 3 части. Северная часть охватывает осадочные толщи Восточно-Европейской платформы и магматогенно-метаморфические породы Украинского кристаллического щита. Центральная часть его принадлежит зоне альпийской складчатости и включает горные сооружения Альп и Карпат, Крымский антиклинорий и горные сооружения Кавказа. Наконец, южная его часть представлена древними горными сооружениями Анатолии, которые сложены эффузивами и кремнистыми осадочными породами. Оценивая современный эрозионный срез этого водосбора, можно считать, что здесь представлены: осадочные породы разного возраста – 89%, продукты метаморфизма – 5%, кислые эффузивы – 2% и основные эффузивы – 4%. Сходные соотношения выходов различных пород установлены на водосборах Средиземного, Каспийского и Аральского порей.

Существенно отличается от водосбора Черного моря водосбор Балтийского моря. Его северная часть охватывает метаморфогенные и ин-

трузивные породы Фенно-Скандинавского щита, тогда как южная располагается среди осадочных толщ Восточно-Европейской платформы. Соответственно, меняются и соотношения эродируемых пород на его площади: осадочные отложения занимают 52%, кислые интрузии – 22%, метаморфические породы – 21%, эффузивы – 5%.

Сходные соотношения площадей различных эродируемых пород характерны для Охотского, Японского и других краевых морей во многих районах Мира.

Выше уже отмечалось разнообразие химического и минералогического состава материнских магматогенных пород. На рис. 7 это разнообразие иллюстрируется соотношением окислов в ряду магматических (базальты, гранитоиды, габбро, перидотиты, щелочные породы) и осадочных образований. Как показали исследования В.П. Батурина, П.Ж. Босуэла, Б. Мильнера, Ф. Петтиджона, О.М. Аншелеса, И.Д. Преображенского, М.Г. Бергера и др., осадочные образования обычно отражают состав исходных пород и поэтому в пределах водосборов всегда устанавливается определенная металлогеническая и геохимическая специализация.

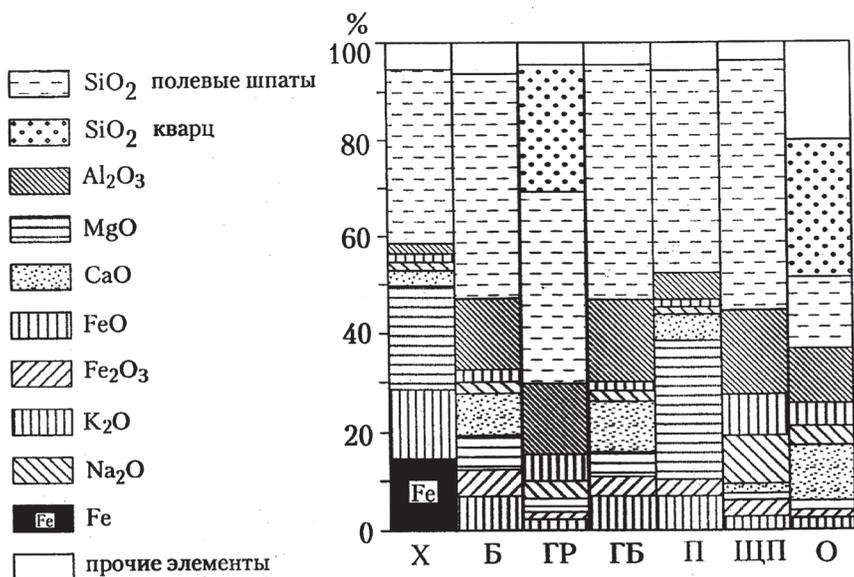


Рис. 7. Среднее содержание породообразующих компонентов в разных типах пород

Х – хлоритизированные породы; Б – базальты; ГР – грандиориты; ГБ – габбро; П – перидотиты; ЩП – щелочные породы; О – осадочные породы в целом

Морфологически водосборы имеют сложное строение. В их периферических частях часто располагаются горные сооружения, центральные равнинные части относятся либо к гумидным, либо к аридным климатическим зонам.

В высокогорных частях водосборов господствуют ледовые, гравитационные или вулканогенные процессы; здесь формируются морены, тиллоиды, отложения оползней и селей, иногда сложно сочетающиеся с лавами, пеплами и следами гидротермальной деятельности.

Равнинные части водосборных площадей либо располагаются в гумидных обстановках т.е. оказываются покрытыми лесом, кустарником и травяной растительностью, либо представляют собой безжизненную пустыню, с ее барханами, солончаками, такырами и лёссами в аридных зонах.

Гумидные водосборы, как правило, представляют собой арену борьбы двух геохимических начал – свойственной породам литосферы щелочной среды и характерной для растительной биосферы кислой обстановки. Преобладание то одной, то другой среды тесно связано с сезонной периодичностью, с переходами от лета к осени и зиме.

В основной части таких водосборов, где преобладает лесная, кустарниковая и травянистая растительность, широко распространены «промывные» процессы; дождевые и вадозные воды просачиваются сквозь верхние слои материнских пород литосферы и формируют вместе с растительностью и микроорганизмами почвы, коры выветривания, торфяники, а также верховые и низовые болота.

С геохимической точки зрения вся гумидная система водосборов изучена весьма отрывочно и неполно. Известно лишь, что в самой верхней, почвенно-растительной части разреза в условиях тайги, смешанных лесов и степей формируется сложная геохимическая зональность, в которой одни и те же химические элементы, такие как Fe, Mn, Al, Si и др. могут многократно концентрироваться на разных уровнях [Перельман, 1955]; такой хаос в распределении элементов вносит наземная растительность, почвенные микроорганизмы и грибы в сочетании с сезонными изменениями погоды, осенним опадом листвы и другими факторами, действующими на рубеже атмосферы, гидросферы, литосферы и биосферы.

Ниже, в верхних частях элювиальных накоплений располагается зона остаточных или частично перемещенных и новообразованных минералов Si, Fe, Mn, Al, Si и др. Этот набор концентрирующихся элементов особенно интенсивно накапливается в районах влажных тропических лесов и менее явно в условиях тайги и смешанных лесов умеренного пояса планеты. Ниже располагается область новообразованных глинистых минералов – гидрослюд, смектита, каолинита.

Формирование обсуждаемой минеральной зональности с самых первых этапов образования корового элювия сопровождается интенсивным выносом растворенных химических элементов, причем, как это показали Б.Б. Польшов [1934], И.И. Гинзбург [1947], А.И. Перельман [1955], Н.М. Страхов [1960], Н.А. Лисицына [1973] и др., значительная их часть мигрирует в форме растворов (жидкая фаза).

Общую последовательность выноса химических элементов за пределы водосборов пытался установить Б.Б. Польшов [1934], сравнивая средний состав изверженных и метаморфических материнских пород со средним содержанием элементов в речных водах по данным Ф. Кларка [Clarke, 1924]. Позднее, в такой же общей форме полученные им результаты уточнил А.И. Перельман [1965] рассчитав коэффициент общей миграции (K_x) – отношение среднего содержания элемента в водах отнесенное к его среднему содержанию в породах водосборов. В результате получились соотношения, приведенные нами ранее (табл. 3.).

Так как подавляющее большинство силикатных минералов магматических пород при воздействии на них дождевых вод, содержащих растворенную углекислоту (весьма распространенный вариант реакции) образуют щелочные соединения, можно предполагать, что порядок растворения химических элементов (см. табл. 3), характеризует именно щелочную стадию мобилизации вещества на гумидных водосборах.

Что касается кислотной стадии выветривания, то порядок мобилизации высвобождающихся при этом компонентов изучен слабо. В этом отношении весьма интересны исследования Б.М. Михайлова [1964, 1966] и С.Л. Шварцева [1991, 1996], изучивших поведение химических элементов в грунтовых водах тропической Гвинеи (Африка). Здесь

Таблица 3. Ряды миграции химических элементов на водосборах

Интенсивность миграции	K_x	100	10	1	0,1	0,01
Очень сильная	S, Cl, B, Dr, J					
Сильная		Ca, Na, Mg, Sr, Zn, Li, Mo, Se				
Средняя			Si, K, Mn, P, Ba, Rb, Ni, Ti, Cu, Li, Co, Cs, As			
Слабая					Al, Fe, Ti, Zr, V, Nb, TR, Th, Be, Ta, Sn, Pd, Ru, Rh, Os, Pt	

в составе кислых почвенных и грунтовых вод, связанных с корами выветривания, интенсивно выносятся железо и оксиды других металлов. Можно предполагать, что при кислотном выветривании группы химических элементов, перечисленных в таблице 3, меняются местами, и поливалентные Fe, Mn, V и др. образуют металлоорганические соединения и выходят на первое место среди мигрантов.

Аридные водосборы характеризуются стабильным господством щелочных обстановок. Кратковременные вспышки развития растительности весной («пустыня цветет») лишь на некоторое время прерывают щелочную стадию выветривания и подкисляют грунтовые воды; это способствует интенсивной миграции железа в форме металлоорганических соединений и приводит к формированию красноцветных пород. В условиях жаркого, засушливого климата огромную роль играют процессы испарения, происходит «подтягивание» растворов от уровня грунтовых вод к дневной поверхности («испарительный нанос», описанный в работах В.А. Ковды [1946, 1954]. В том случае, когда глубина уровня грунтовых вод не превышает 0.5–2.5 м, испарение вод на дневной поверхности вызывает подток минерализованных вод снизу вверх. При этом из растворов последовательно осаждаются труднорастворимые соединения (Fe_2O_3 , Mn_2O_3 , Al_2O_3 и др.), затем карбонаты, сульфаты и хлориды кальция – так, как это показано на рис. 8. Процесс фазовой дифференциации прерывается, поскольку даже в пустынях иногда выпадают осадки, но, в конечном счете, он приводит к образованию карбонатных и сульфатных (гипсовых) кор, «репетекских гипсов», каличе и аккырш. На дневной поверхности он выражен засолением почв и образованием такыров [Вальтер, 1911; Ковда, 1946, 1954; Сидоренко, 1956; Страхов, 1962 и др.].

Интенсивность засоления и состав солей закономерно изменяются в зависимости от климата; по данным В.А. Ковды [1946], приведенным в таблице 4 хорошо видна связь между типами пустынных почв и концентрацией в них щелочных элементов.

Как следует из данных, ранее приведенных в таблице 3, с площадей аридных водосборов водами в растворенной форме выносятся хлориды, сульфаты и карбонаты в последовательности обратной их выпадению из растворов в твердой фазе.

Помимо геохимических процессов, на аридных площадях концентрируется огромное количество терригенного материала – песчаного, щебенистого, галечного, глинистого или лессовидного. Он возникает в результате разности дневных и ночных температур и эоловой деятельности. Весь этот новообразованный терригенный материал перемещается в разных направлениях и, в конечном счете, разносится ветром или подхватывается временными потоками, создавая типичные пустынные ландшафты.

Таблица 4. Особенности соленакопления в разных частях аридных водосборов [Ковда, 1946]

Участки засушливых зон	Максимальные количества легкорастворимых солей в верхней части солончака	Состав характерных солей
Степи сухие	1-3 (5-10)	Na_2SO_4 , $10\text{H}_2\text{O}$, NaCl ; <u>$\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$</u> , CaCO_3
Полупустыни	5-8 (5-10)	NaCl , <u>$\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$</u> , <u>$\text{MgSO}_4 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$</u> , <u>$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$</u> , CaCO_3
Пустыни	15-25 (10-15)	<u>NaCl</u> , NaNO_3 , $\text{MgCl}_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, $\text{MgSO}_4 \cdot 7\text{H}_2\text{O}$, $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$, CaCO_3

Примечание: подчеркнуты минералы солей, имеющие наиболее широкое распространение. В скобках дано содержание карбонатов

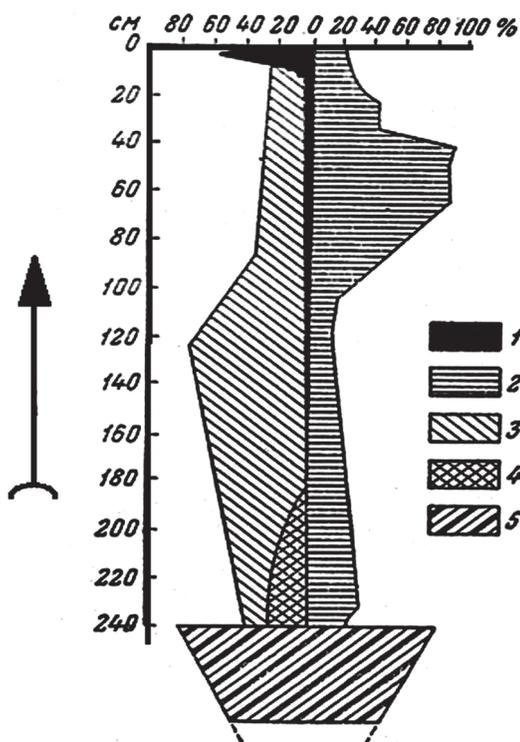


Рис. 8. Профиль почвенного выветривания в пустынях, (по В.А. Ковда [1946])
 1 – нерастворимые соли; 2 – $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$; 3 – CaCO_3 ; 4 – R_2O_3 ; 5 – соли в грунтовой воде

Вулканогенно-осадочный процесс на континентах проявляется локально, однако его влияние распространяется на значительные расстояния (И.В. Лучицкий, Г.С. Горшков, С.И. Набоко, Н.М. Страхов и др.).

Деятельность вулканов сама по себе представляет прекрасный пример фазовой дифференциации. Действительно, при извержениях застывающая лава накапливается на поверхности, в непосредственной близости от жерла вулкана; именно здесь концентрируются поля вулканитов. Далее, в округе обнаруживаются следы интенсивной гидротермальной деятельности. Под влиянием хлоридно-сульфатных, серных и азотнокислых терм изменяется первичный состав пород, образуются карбонатные и кремнистые туфы, залежи серы, железа, бора, марганца, алюминия и др. металлов, скопления кремнезема и соды.

Еще дальше от кратера вулкана выносятся пирокластический – тонкообломочный материал раздробленных лав. Он смешивается с осадками и дальность его распространения соответствует силе извержения вулкана.

Извержения вулканов поставляют в атмосферу огромную массу газов. При высоких температурах (500–200°C) на стадии образования фумарол из жерла поступает сложная газовая смесь – H_2O , HCl , HF , SO_2 , H_2S , CO , CO_2 , H_2 , N_2 . При переходе в стадию сольфатар (200–80°C), интенсивно выделяются серные соединения (H_2S , S , SO_4), а при охлаждении до 100–20°C, т.е. при переходе в стадию мофетт, серные выделения замещаются углекислотой (CO_2).

Интересно, что климатическое положение вулканов заметно влияет на накопление некоторых элементов. Так, например, бораты и сульфаты обычно концентрируются в аридных обстановках, а Fe, Mn и Al – в гумидных.

Подводный вулканизм исследован довольно слабо. Известно (Ф. Шепард, Д.Б. Мейнард, Н.В. Логвиненко, Н.М. Страхов, А.П. Лисицын и др.), что отдельные изолированные конусообразные постройки осложняют глубоководное ложе океанов; здесь в связи с ними распространены базальтовые лавы и обнаруживаются другие следы подводной вулканической деятельности. Однако наибольшей концентрации вулканические постройки достигают в пределах рифтовых зон Земли. Здесь же проявляется интенсивная гидротермальная деятельность, причем выходы гидротерм отмечены появлением конусовидных построек – «черных» и «белых» курильщиков. В них концентрируются сульфиды металлов (Fe, Mn, Hg, Pb и др.) и накапливаются выпадающие в виде осадка кремнезем и карбонаты. Гидротермальные поля срединно-океанических хребтов были прекрасно описаны в ряде современных работ Ю.А. Богданова, Г.Ю. Бутузовой, В.Н. Лукашина, А.С. Монины, J.T. Bischof, E. Bonatti, P.A. Rona и др. авторов.

Как было показано в монографиях Г.Ю. Бутузовой [1998, 2003], Ю.А. Богданова [1997] и Е.Г. Гурвича [1998], на периферии гидротер-

мальных полей среди глубоководных осадков океанов широким распространением пользуются металлоносные осадки; генетически они, по-видимому, связаны с гидротермально-вулканическими центрами и как бы завершают дифференциацию.

В целом вулканический процесс на континентальных водосборах, с одной стороны, накладывается на доминирующую здесь климатическую зональность, а с другой – воспринимает многие ее геохимические особенности. Характерно также и то, что и наземные, и подводные вулканические процессы представляют собой типичные примеры фазовой дифференциации компонентов, поступающих из недр Земли на дневную поверхность.

Речная система, дренирующая гумидные и аридные водосборы, представляет собой несколько иную область фазовой дифференциации. Она отличается полным господством жидкой фазы (воды), осуществляющей направленное движение от приподнятых частей континентального блока к конечным водоемам стока. Многие реки берут свое начало в горах и только через многие километры своего пути достигают равнинных ландшафтов. Эта горная часть русла реки соответствует стадии ее «молодости» и отличается огромным количеством переносимого обломочного материала.

Как известно, твердая фаза рек может быть подразделена на влекомую и взвешенную; третью часть речной нагрузки составляет жидкая фаза – растворы химических элементов.

Суммарное количество влекомого материала определить чрезвычайно сложно, поскольку размерность влекомых обломков варьирует в широких пределах: здесь различаются глыбы, валуны, галечник, гравий и песок. Кроме того, их количественные соотношения и минеральный состав скрывают воды реки порой в глубоких и труднодоступных ущельях и каньонах.

Тем не менее, попытки количественно оценить вес влекомого материала во всех реках Мира производились неоднократно и, как констатировали Р. Гаррелс и В. Маккензи [1974], дали очень сходные результаты. В работе О.А. Алекина и Л.В. Бражниковой [1963] вес влекомого реками материала оценивался в $0.36 \cdot 10^{20}$ г/год, в работе D.A. Livingston [1963] – $0.32 \cdot 10^{20}$ г/год, а в подсчетах J.N. Holeman [1968] – $0.30 \cdot 10^{20}$ г/год. Если перевести приведенные цифры в тонны, то можно считать, что реки Мира ежегодно переносят около 3 триллионов тонн влекомого материала. Эти данные совершенно не сопоставимы с количеством взвешенного материала – $18.6 \cdot 10^6$ т/год, и растворенных компонентов – около $3.6 \cdot 10^6$ т/год [Лисицын, 1974; Гордеев, 1983, 2004].

Таким образом, вывод Н.М. Страхова [1960] о главенстве терригенного процесса в реках остается незыблемым. Отрезок реки, дрениру-

ющий горную область, по-видимому, может соответствовать стадии речной «юности». Ниже по течению – там, где реки протекают по равнине, намечается стадия «зрелости». Здесь река размывает свои берега и образует отмели, воздвигает террасы и разрабатывает широкую речную долину. На этой стадии в реках господствует грубый терригенный материал, взвеси и растворы.

При разделении твердой фазы в благоприятной фациальной обстановке и присутствии рудного вещества в отложениях рек, формируются аллювиальные россыпи золота, платины, серебра, титана и ванадия, циркона, тантала и ниобия, редких земель и других промышленно важных металлов [Шанцер, 1965; Херасков и др., 1960; Патык-Кара, 2008].

Следует отметить, что равнинные реки очень активно реагируют на климат прилегающих регионов. Так, например, реки таежной части России содержат огромные количества органических соединений и металлоорганических фаз. Эту связь речных растворенных компонентов и гумидных обстановок впервые выявили Г.М. Варшал с соавторами [1979]. В ряде рек Восточно-Европейской платформы этими исследователями были обнаружены алифатические кислоты и амины, гуминовые фульвокислоты, липиды и сложные эфиры, алифатические амины; часть этих органических соединений была прочно связана с металлами (Fe, Mn и др.).

Изучение речного стока рек Сибирской платформы, блестяще проведенное В.В. Гордеевым [2012], показало, что в водах рек Оби, Лены, Енисея и др. содержится до 25 г/литр растворенного органического углерода (РОУ), и эта величина составляет всего 20% общего количества содержащейся в них органики. Наиболее значительная ее доля переносится в форме коллоидной взвеси – взвешенного органического углерода (ВОУ). Фракционирование взвеси позволило утверждать ее тождество с почвенной органикой таежных ландшафтов.

Интересно, что общее количество органического вещества в реках Севера Евразии меняется в связи со сменой времен года и достигает максимума во время весеннего половодья.

В водах рек, дренирующих аридные регионы, распространение получает не кислая, а щелочная реакция среда. Как указывал еще О.А. Алехин [1952], в водах Сыр-Дарьи и Аму-Дарьи содержится Са до 105.8 мг/л, и НСО_3 до 153.1–170.8 мг/л. Позднее Н.М. Страхов [1954, 1960], обобщив эти данные, утверждал, что все реки пустынь и засушливых областей содержат не только значительные концентрации растворенных карбонатов, но и большое количество карбонатной взвеси. По мнению Н.М. Страхова, здесь карбонаты пересыщают речную воду и выпадают в осадок. При этом в водах Сыр-Дарьи количество карбонатной мути достигает 31–69%, в водах Аму-Дарьи – 25–75%, в водах Куры – до 60%.

Среди исследователей, рассматривающих генезис химического состава речных вод, выделяются работы Р. Гиббса [Gibbs, 1970] и М. Мейбека [Meubeck, 2003]. Оба автора среди гумидных рек предлагают различать реки, состав которых формируется за счет атмосферных осадков, и реки, возникающие при химическом выветривании пород. Однако они выделяют также группу рек аридной зоны, сформированных за счет эвапоритизации и кристаллизации взвесей.

Заканчивая на этом краткий обзор роли речных систем в фазовой дифференциации осадконакопления, отметим, что в зоне формирования осадков существуют реки, целиком протекающие в областях гумидной зоны. Таковы, например, северная часть Оби, Лена, Енисей, Хатанга, Яна, Индигирка и другие сибирские реки. Почти целиком в гумидном поясе находятся Миссисипи, Миссури (Канада, США) и многие реки Южной Америки – Амазонка с ее притоками, Ориноко, Парана.

Полностью в аридной зоне находятся Сыр-Дарья, Аму-Дарья, Мургаб, Теджен и реки африканско-азиатских пустынь. Но не менее широко распространены реки, перемещающие воды из одной физико-географической зоны в другую. Так, например, р. Нил берет свое начало в вулканогенно-осадочных озерах Великого Африканского рифта, частично протекает в тропических джунглях (гумидная зона). Но после г. Харгума (Судан) он пересекает западную часть Сахары и Нубийскую пустыню, устремляясь к Средиземному морю. Очень многие реки Африки и Евразии повторяют подобный сложный путь, и это обстоятельство требует специальных исследований геохимии речных вод из разных отрезков их течения.

В нижнем течении реки обычно приобретают черты стадии «старости»; здесь как раз и реализуется наиболее интенсивная фаза дифференциации вещества. Как было отмечено в трудах Н.М. Страхова [1954, 1960, 1963], вблизи впадения реки в конечный водоем (чаще всего в морской или океанический водоем) уменьшается скорость потока, происходит смешение пресных речных и соленых морских вод, концентрируется огромное количество фито- и зоопланктона, потребляющего биогенные вещества.

В нижнем течении рек, на рубеже река-море создается зона физико-химического противоречия, и именно она определяет фазовую дифференциацию многих химических элементов. Детали этого очень важного процесса были подробно исследованы в монументальных монографиях В.В. Гордеева [1983, 2012]. Опираясь на собственные данные, а также на тщательно собранную геохимико-океанологическую литературу, этот исследователь показал, что в речной воде отчетливо выделяется группа элементов, транзитно переходящих из речной в морскую среду. Как и следовало ожидать, это компоненты щелочной обстановки – Na, K, Ca, Mg, SO_4^{2-} , HCO_3^- , Cl⁻.

Иначе ведут себя соединения углерода. Содержание растворенного органического вещества (РОУ), благодаря интенсивной бактериальной деятельности, заметно уменьшается, тогда как объем взвешенной органики интенсивно сокращается за счет флокуляции коллоидов и деятельности фитопланктона. Биогенные элементы (N, P, Si) в той или иной степени поглощаются фито- и зоопланктоном и вступают в сложные биогенные циклы морских и океанических водоемов.

Наконец, многие металлы, и в первую очередь окси-гидроксиды Fe, почти полностью флокулируют на рубеже пресных и соленых вод; в меньшей степени это касается Mn, Cu, Ni, Co и др. металлов.

Таким образом, в дельтах и эстуариях рек многие химические элементы изменяют свою форму растворов и взвесей на твердую фазу осадков.

Солеродные бассейны обычно представляют собой ту часть изолированных конечных водоемов стока, которая находится под влиянием аридного климата. К ним относятся лиманы, заливы, крупные впадины морского дна, отделенные от основной акватории косами, пересыпями, или системой островных поднятий.

Основой соленакопления является морская (или океаническая) вода. Как известно, она имеет соленость 35‰ и содержит Cl^- – 19.353 г/кг, Na^+ – 10.76 г/кг, SO_4^{2-} – 2.62, Mg^{+2} – 1.294 г/кг, Ca^{+2} – 0.413 г/кг, K^+ – 0.387 г/кг, HCO_3^- – 0.142 г/кг, Br – 0.067 г/кг, Sr^{+2} – 0.008 г/кг [Хорн, 1972]. Иначе говоря, она представляет собой слабый натрово-магниевый-кальциевый и хлоридно-сульфатно-карбонатный рассол со слабой щелочной реакцией (pH~7–8.1).

Воды морей и океанов на протяжении всей истории нашей планеты являлись главным источником формирования крупных соляных месторождений; поэтому очень важно представить себе закономерности сгущения морской воды при испарении и последовательность образования при этом твердых минеральных фаз.

Эта проблема была рассмотрена в работах И.С. Курнакова с соавторами М.Г. Валяшко, Ю.В. Морачевского, Г.К. Пельше, М.П. Фивега и др. исследователей. Было установлено, что в естественных условиях последовательность выпадения кристаллических фаз из морской воды при ее испарении не вполне совпадает с термодинамическими расчетами; такую эмпирическую последовательность минералообразования И.С. Курнаков предложил называть «солнечной». В целом она была исследована достаточно полно; на основе многочисленных наблюдений и экспериментов М.Г. Валяшко [1956] составил схему, изображенную на рис. 9.

Очевидно, что по мере сгущения морской воды и увеличения ее щелочности, в твердую фазу последовательно переходят карбонаты, затем сульфаты и хлориды. При этом относительно простые минералы

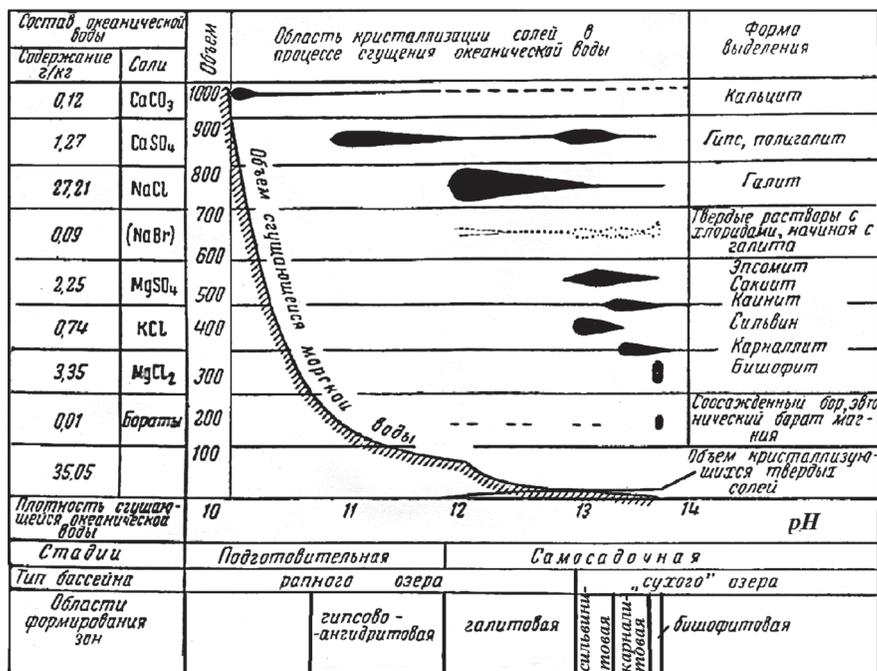


Рис. 9. Изменение объема океанической воды и выделяющихся при ее сгущении твердых солей в природных обстановках; области кристаллизации отдельных минералов [Валяшко, 1956]

солей (кальцит, гипс и ангидрит) сменяют сложные минералы, такие как: полигалит ($K_2SO_4 \cdot CaSO_4 \cdot MgSO_4 \cdot H_2O$), каинит ($KClMgSO_4 \cdot H_2O$) или борацит ($Mg_6[B_{14}O_{26}]Cl$).

Развитие морских солеродных бассейнов в засушливых зонах чрезвычайно осложняется изменением объемных соотношений между жидкой и твердой фазой в самих водоемах. Как впервые показал М.Г. Валяшко [1951, 1956] методом расчетов, по мере испарения объем маточных рассолов уменьшается, а объем выделяющихся из них твердых солей растет. В конечном итоге наступает момент, когда объемы рапы (рассола) и твердых солей становятся равными друг другу, и водоем переходит в стадию «сухого» озера. В таких озерах уровень солей и рапы совпадают, при этом рапа заполняет поровое пространство солей. Следует подчеркнуть, что обычно стадия «сухого» озера начинается при солености 31–32% т.е. примерно совпадает с началом осаждения калий-магневых солей. Более подробно все эти процессы были описаны в предыдущей публикации [Холодов, 2006]. Здесь же следует подчеркнуть, что в соле-

родных бассейнах «работает» совсем другой механизм фазовой дифференциации, нежели на водосборах и в реках.

Конечные водоемы стока представляют собой, пожалуй, самую сложную систему фазового разделения вещества. Среди них, прежде всего, выделяются краевые и эпиконтинентальные моря и океаны.

В обоих случаях фазовая дифференциация, как показал Н.М. Страхов [1976], определяется динамикой морских и океанских вод.

Общеизвестно, что морская вода находится в непрерывном движении. Приливно-отливные явления, волнения разных масштабов, циркулярные течения, создающие кольцевые барьеры в морях и океанах; апвеллинги, нарушающие прибрежную жизнь морей и океанов; конвективные потоки вод и глубинные течения наряду с халистатическими областями создают чрезвычайно сложную гидродинамическую картину. Тем не менее, и в этой водной оболочке планеты можно наметить некоторые общие закономерности фазовой дифференциации осадочного материала. Они особенно отчетливо проявляются в морях. Эталоном морской дифференциации может служить Черное море, современные осадки которого были исследованы Н.И. Андрусовым, А.Д. Архангельским, Н.М. Страховым, И.Н. Книповичем, Б.А. Скопинцевым, М.А. Глаголевой, Г.Ю. Бутузовой, И.И. Волковым, Э.Т. Дегенсом, Д.А. Россом, большим коллективом американских ученых [The Black Sea..., 1974] А.И. Сорокиным, А.Ю. Митропольским с соавторами и многими другими.

Весь процесс современного осадкообразования здесь определяет гигантское кольцевое циклоническое течение, которое делит всю акваторию моря на две части, при этом внешняя прибрежная зона характеризуется преобладанием терригенной седиментации, тогда как внутренняя, халистатическая зона отличается накоплением преимущественно тонкого осадочного материала и фракционированием взвесей. Процессы терригенной дифференциации начинаются у берега: здесь в лиманах, устьях рек и на отмелях образуются типичные россыпные месторождения титаномагнетита, ильменита, циркона и дистена, а иногда – гранатов, амфиболов, эпидота и даже золота и алмазов. Все эти проявления, возможно, имеют различный возраст – от карангата и новоэвксина вплоть до современной эпохи, но как показали Е.Ф. Шнюков с соавторами [1983], а также И.И. Малышев [1957] и В.Н. Холодов [1968], они тесно связаны с определенными питающими провинциями. Россыпи болгарского побережья – с древним массивом Добруджи, россыпные месторождения устья Днепра, Буга и Тендровской косы – с докембрием Украинского кристаллического щита, россыпи Каркинитского залива и Крымско-Керченского района – с эффузивами Крымских гор, а россыпные скопления рр. Супса и Натанеби – с разрушением эффузивных пород Аджаро-Имеретинского поднятия.

Мористее россыпного кольца северной части Черного моря располагается следующая зона терригенной дифференциации, причем каждая размерная фракция здесь определяет накопление своих элементов-гидролизатов. Как показали исследования М.А. Глаголевой [1959], Zr тяготеет к песчаным фракциям, тогда как Sr, Ti, V – к алевритовым. Эти элементы накапливаются у берегов и почти отсутствуют в халистазах.

В периоды расцвета планктонной жизни, у устьев рек и вблизи берегов скапливается и функционирует огромное количество фито- и зоопланктона. Эта биомасса осуществляет теснейшую связь между морской средой и атмосферой. Как известно, фитопланктон потребляет огромное количество CO_2 , P_2O_5 , Mn и выделяет кислород. Зоопланктон потребляет кислород атмосферы, кислород, растворенный в морской воде и выделяет CO_2 . Таким образом, газовая фаза атмосферы здесь взаимодействует с морской средой и ее компоненты встраиваются в жидкую и твердую фазы органического вещества.

В относительно малоподвижной среде глубоководных впадин моря, вдали от бурных течений, концентрируется отмершее планктоногенное и принесенное реками с суши органическое вещество. Вместе с ним отчасти концентрируется Fe и интенсивно накапливаются уран, фосфор, мышьяк, медь, селен и вольфрам – то есть те элементы, которые способны сорбироваться коллоидами, образовывать металлоорганические соединения или мигрировать в растворенной форме.

Как показали электронномикроскопические наблюдения, в затишных участках халистаз морей одновременно с органическим веществом накапливается тонкий карбонатный раковинный материал [Бактри и др., 1970], который придает глубоководным илам Черного моря современный специфический облик и тонкую слоистость.

Таким образом, как хорошо видно на схеме, приведенной на рис. 10, несмотря на довольно высокие скорости осадконакопления в морях (1 до 4 м/тыс. лет) процесс фазового разделения химических элементов реализуется в них довольно отчетливо и тесно связан с исходными формами миграции химических элементов в реках.

Понятно, что в разных морских водоемах приведенная выше схема фазовой дифференциации будет заметно трансформироваться в зависимости от геологического строения и состава прилегающих водосборов, тектонического строения морских впадин, проявлений подводного вулканизма и связей с соседними океанами, но ее главные черты, как мне представляется, останутся неизменными.

Об этом свидетельствуют геохимико-минералогические данные, приведенные Н.М. Страховым [1976] для современных осадков Охотского, Японского и Берингова морей, и многочисленные исследования в Средиземном море [Емельянов и др., 1979], Каспийском море [Лебе-

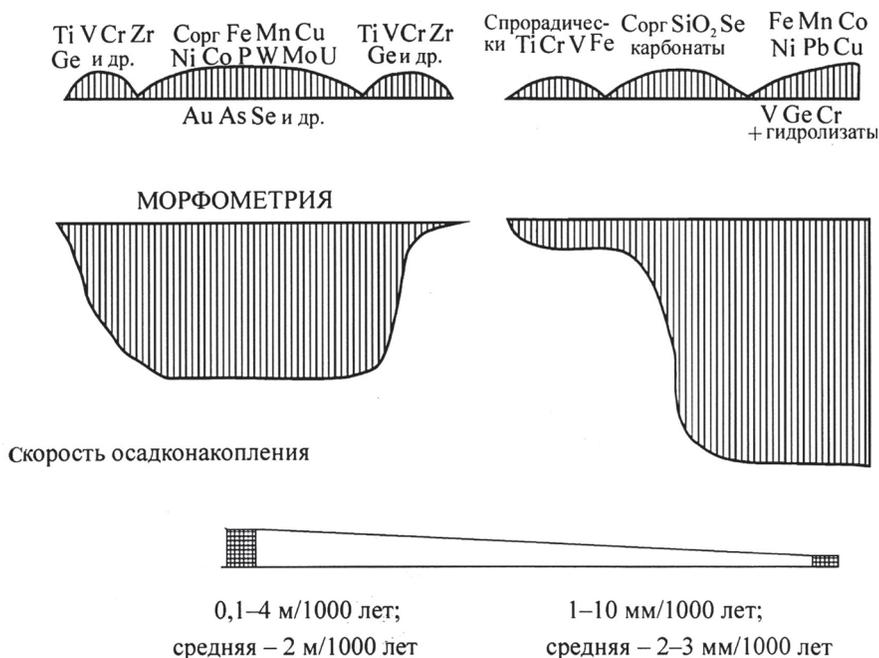


Рис. 10. Фазовая дифференциация химических элементов в морях и океанах и сравнение морфометрии морского дна и скорости осадконакопления

дев и др., 1973; Туровский, Лубченко, 1976; Гурский, 2003, 2007] и в морях северного обрамления России.

Процессы разделения фаз в океанах более сложны, что, прежде всего, определяется огромными размерами этих бассейнов. Действительно, площадь занятая морями на Земле колеблется от 0.23 до $2.3 \cdot 10^6$ км², глубины их в среднем определяются величинами от 25 до 1437 м. Океаны значительно превосходят морские водоемы: площадь занятая ими колеблется от 73.44 до $165246 \cdot 10^6$ км², а средние глубины составляют 3929–4282 м. Известно, что океаны местами осложнены впадинами, глубина которых превышает 10 000 м.

Мощные океанские приливы и отливы в сочетании с деятельностью крупных рек, создающих надводные и подводные дельты, формируют широкие песчаные пляжи, с которыми связаны крупные россыпные месторождения (россыпи дальнего сноса). Они были детально описаны в сводке А.И. Айнемера и Г.И. Коншина [1982].

Наиболее крупные прибрежно-морские россыпи расположены в северной части Индийского океана, на побережье Индии. Здесь, начиная с

района Индакара на западном побережье Индии и далее вплоть до района Травкор – на восточном, более чем на 6000 км протягиваются пляжные россыпи ильменита, циркона, монацита, рутила, силлиманита и граната. Кроме россыпных залежей пляжа, здесь также имеются многочисленные рудные скопления в древних и погребенных морских террасах.

Западное побережье Атлантического океана необычайно богато россыпями. Среди них выделяются россыпи ильменит-циркон-рутил-монацитовые в Бразилии; общие запасы гигантские и оцениваются в несколько миллионов тонн руды, причем только монацита – около 600 тыс. т [Айнемер, Коншин, 1982].

На Атлантическом побережье Африки (в пределах ЮАР) располагается крупнейшее в мире прибрежно-морское месторождение алмазов. Оно протягивается более чем на 700 км, от бухты Консепцион до устья р. Тоут и включает устье р. Оранжевой, в верховьях которой известны элювиальные залежи алмазов. Уникальные по запасам и протяженности рутил-ильменит-цирконовые россыпи известны на пляжах Тихого океана в Австралии. Запасы тяжелых минералов здесь составляют не менее 12.5 млн т, в рудах встречается золото и олово. В целом, практически все океаны окружены кольцом продуктивных пляжных песков, содержащих тяжелые металлы.

Мористее, на шельфах океанов и в приподнятой части континентального склона, в области распространения циркулярных прибрежных течений, формируются современные терригенные осадки (пески и алевролиты), содержащие элементы-гидролизаты (Zr, Ti, V, Fe, Ga, Cr, V и др.).

В нижней части континентального склона и, отчасти, в глубоководных зонах, вплоть до глубины уровня карбонатной компенсации, в океанских осадках концентрируются ОБ и карбонаты преимущественно планктоногенного происхождения, а также ассоциирующие с ними химические элементы (Fe, Mn, Cu, U и др.). Границей зоны накопления этих элементов является уровень карбонатной компенсации, глубина которого, как показали А.П. Лисицын [1969] и Н.М. Страхов [1976], варьирует в зависимости от глубин океанов и широты; на предложенных схемах эта граница изменяется следующим образом: Атлантический океан – 3650–6000 м; Индийский океан – 3400–5200 м, Тихий океан – 4100–4850 м. На более значительных глубинах океанская вода резко недосыщена карбонатами, что запрещает их фиксацию в осадках. Центральные халистатические области океанов практически лишены влияния органического вещества. Здесь важнейшими являются следующие факторы: 1) насыщенность вод тонкой глинисто-коллоидной взвесью; 2) щелочность океанической воды; 3) присутствие растворенного кислорода в водах, который проникает на значительные

глубины вследствие «кислородного» и «углекислого» дыхания океана [Страхов, 1954; Хорн, 1972].

Благодаря этим факторам, в центральных частях океанов процесс дифференциации сочетается с процессом интеграции: тонкие взвеси, поступившие в океаны с суши (привнесенные реками) смешиваются здесь с производными гидротермального процесса, охватывающего срединно-океанические хребты, и формируются осадки, обогащенные Fe, Mn, Ca, Ni и др. металлами. Фракционирование взвесей происходит в условиях избытка кислорода, полного сгорания органики и/или разложения ее кислотных соединений щелочами.

Осаждение компонентов на дно бассейнов здесь резко замедляется, скорость накопления красных глин или кремнистых илов не превышает 2–3 мм/тыс. лет. Кроме того, осадочный цикл осложняется конкрециеобразованием и формированием железомарганцевых корок, а вблизи срединных поднятий появляются многочисленные «металлоносные осадки» [Лисицын и др., 1990].

Завершая на этом первую часть работы, хотелось бы отметить, что классики геохимии (В.М. Гольдшмит, А.Е. Ферсман, Л.В. Пустовалов и др.) рассматривали условия фазовой дифференциации в осадочном процессе как лабораторную среду – раствор и его гидродинамические или биогенные свойства совершенно не учитывались для исследуемого явления.

Только значительно позднее, в трудах В.И. Вернадского [1977] и Н.М. Страхова [1960, 1962, 1963] прозвучали новые идеи и подходы.

В.И. Вернадский показал значение растительной и животной биосферы для геологических процессов, протекающих на поверхности Земли. Он открыл важную роль воды в минеральном царстве, заложил основы учения о происхождении кислорода и многих ископаемых восстановителей (уголь, нефть, битумоиды и др.), очертил роль растений в формировании кислотно-щелочной среды.

Н.М. Страхов охарактеризовал физико-географические обстановки, господствующие на континентальном блоке нашей планеты, выявил различные механизмы, управляющие геохимией осадочного процесса в этих обстановках. В настоящее время стало совершенно очевидно, что нет единого процесса разделения веществ, универсального для всего земного шара; существенно различные механизмы проявляются на гумидных и аридных водосборах, в речных системах, в отшнурованных от моря водоемах и в конечных водоемах стока.

Эти механизмы, несомненно, ждут более детальных исследований, но само их существование и роль в осадочном процессе сомнений не вызывают.

ДИАГЕНЕЗ

Диогенез осадков или «второе рождение» осадочной породы представляет собой стадию упорядочения смесей минералов, возникающих при седиментации. Обязательным условием для протекания этого процесса является наличие жидкой фазы H_2O , органического вещества и микробиологической деятельности бактерий.

Диогенетические преобразования осадков осуществляется как в пределах континентального блока Земли, так и в морях и океанах (океанический блок).

Континентальный диогенез

Континентальный или субаэральный диогенез (экзодиогенез, по М.С. Швецову, [1958]) имеет локальное распространение и характерен для торфяных болот, сапропелевых озер и русловых врезов палеорек.

Торфяные болота представляют собой пониженные участки гумидных водосборов, в которых уровень грунтовых вод выходит на дневную поверхность или располагается близко к ней. Зоны распространения болот на континентах совпадают с поясом тропического и двумя поясами умеренного гумидного климата [Никонов, Слука, 1964]. Диогенетические преобразования в торфяных болотах тесно связаны с процессами захоронения растительных (реже животных) остатков и формированием торфа.

В общем виде процесс оторфованья представляет собой разложение исходного биогенного материала под действием воды и растворенного в ней кислорода, деятельности бактерий, возникающих в болотной среде газов, трансформации поступающих в болота терригенного материала и взвесей, а также в результате взаимодействия болотной системы с подстилающим субстратом (осадочными, метаморфическими или магматическими породами).

Захороненная в осадках болот растительная масса отличается удивительным разнообразием состава; эта особенность исходного вещества торфа отражает великое разнообразие растительной биосферы. По

данным А.Н. Криштофовича [1957], в растительном мире насчитывается около 5000 родов и более 40 000 видов растений; их химический состав, физиологические свойства и особенности строения существенно различаются. В современных растениях-торфообразователях встречаются: клетчатка, целлюлоза, гемицеллюлоза, лигнин, жиры, воски, смолы, стеарины, кутины, споронины и поленины, суберины, белки и белковые вещества, пектины. При этом в высших растениях (хвойные, лиственные деревья, травы) преобладают клетчатка, целлюлоза, и, отчасти, лигнин, тогда как в низших растениях (плауны, хвощи, мхи, водоросли) ведущую роль играют белки, жиры, воски и смолы [Орлов, 1934].

Поступившая в болото растительная масса подвергается воздействию трех процессов – тлению, гумификации и битуминизации; их реальные соотношения показаны в таблице 5.

Тление представляет собой разложение растительного материала во влажной среде при затрудненном доступе кислорода. В этом случае реализуется общая реакция горения:



Таблица 5. Характеристика процессов оторфования [Черноусов, 1962; Успенский, 1963]

Название процесса	Исходный растительный материал	Условия разложения		Продукт разложения органического материала
		Степень влажности	Степень аэробности	
Тление	Главным образом высшие растения	При наличии атмосферной влаги	Свободная аэрация	Минеральные вещества, редко стойкие растительные элементы
Гумификация	Высшие растения	Вначале при наличии влаги, затем – в застойной воде	Вначале при наличии воздуха, затем – в условиях изоляции	Перегной, торф (гумус)
	Высшие и низшие растения			Сапропелевый торф
Битуминизация	Низшие и высшие растения	В застойной воде	При изоляции от воздуха	Торфяной сапропель
	Низшие растения и животные организмы			Сапропель, сапроколла

Вода, затрудняющая эту реакцию, воздействует на растительную массу, превращая твердую древесину в коллоиды. Тлению подвергаются преимущественно высшие растения, не разлагаются только наиболее стойкие вещества – споры, кутикула, экзина спор.

Гумификация – это биохимическое разложение высших растений с образованием гуминовых кислот, превращающихся в гуминовые вещества. При гумификации образуется гумус, существенно обогащенный углеродом и бедный водородом. Главным продуктом гумификации является торф. Он представляет собой современное горючее ископаемое с сохранившейся структурой органического материала и образовавшееся преимущественно из остатков высших растений. Удельный вес торфа – 0.5–1.20 г/см³ объемный – 0.108–1.085 т/м³ при пористости, достигающей 70–80%. Содержание золы в торфах колеблется от 5 до 10%.

В образовании торфа активное участие принимают микроорганизмы, в первую очередь, термофильные бактерии. По данным Б.Н. Мишустина [1957], их размножение происходит в 10 000 раз быстрее, чем у обычных микробов, и они разлагают мертвые ткани растений с такой быстротой, что могут соперничать с самыми искусными химиками, оснащенными современным лабораторным оборудованием. Максимальное количество бактерий сосредоточено в верхних слоях торфа. Так, на месторождении «Галицкий Мох» Д.А. Бегак и Н.М. Беликова [Черноусов, 1962] определили 1250 млн. особей в 1 г влажного торфа, отобранного в выходах торфяного слоя, тогда как на глубине 80 см их количество уменьшается до 67 млн. Таким образом, биохимическая жизнь отчетливо тяготеет к поверхности болот.

Гумификация представляет собой процесс формирования органических кислот и СО₂, поэтому воды болот, в которых реализуются эти процессы, характеризуются величинами рН от 2.95 до 5.67 [Ковалев, 1985]. Кислая среда определяет поведение многих химических элементов.

Битуминизация – это процесс разложения низших растений и водорослей, который можно представить себе, как деструкцию жиров и восков с образованием жирных кислот и битумоидов. По существу, это процесс образования сапропеля, который был очень полно и на других объектах исследован в работах А.Ф. Добрянского, Г.Л. Стадникова, В.А. Успенского, В.О. Таусона, Г.Л. Гинзбург-Карагичевой, С.И. Кузнецова, К.Е. Зобелла, В.В. Вебера, М.И. Ромм, Т.С. Ремизовой и многих других нефтяников и микробиологов.

Под микроскопом видно, что сапропель представляет собой совокупность неразложившихся полностью остатков низших растений и животных (амебы, корненожки, черви, рачки и пр.) с примесью минерального вещества и коллоидной органической массы. Сапропель,

прошедший при образовании стадию коллоида и не содержащий определенных остатков растений и животных, носит название сапроколлы (сапро – гнилой, колла – клей).

Условия битуминизации резко отличаются от физико-химических условий гумификации. Первая, как правило, происходит в восстановительной среде и формирует существенно щелочные воды с $pH > 7$. Органические остатки под действием бактерий разлагаются с образованием студневидной коллоидной массы желтого, коричневого или даже черного цвета.

Известны болотные системы, в которых процессы тления биоса сочетаются с гумификацией и битуминизацией; в этих случаях в толще формирующихся осадков особенно ярко проявляется вертикальная геохимическая зональность.

Следует также иметь в виду, что болота отличаются довольно широким разнообразием физико-географических обстановок.

По интенсивности захоронения органического вещества классики почвоведы и болотоведы (В.И. Сукачев, В.С. Доктуровский, В.А. Герасимов, С.Н. Тюремнов, В.А. Ковалев и др.) предлагали различать три вида болот: верховые, переходные и низовые.

Верховые болота чаще всего связаны с лесными массивами, в которых уровень грунтовых вод залегает достаточно глубоко, и питание осуществляется за счет вертикального проникновения дождевой влаги. Среди торфообразователей преобладают мхи – белесые сфагновые и зеленые гипновые; кроме мохового покрова в верховых болотах распространены кустарники, тростник (преимущественно осока), а также древесные растения – сосна и береза. Процесс накопления и разложения этих растительных остатков сопровождается образованием гуминовых кислот и существенно понижает значение pH болотных вод. Любопытно, что сфагновые мхи обладают антисептическими свойствами, и поэтому бактериальная жизнь в верховых болотах несколько подавлена. В целом здесь невелики и масштабы торфонакопления.

Низовые болота отличаются удивительным разнообразием: они образуются в самых различных физико-географических обстановках гумидных климатических зон Земли, однако во всех случаях уровень грунтовых вод близок к дневной поверхности. Наиболее широко распространены низовые болота в поймах и заливных лугах равнинных рек; здесь они часто занимают огромные площади (торфяники Белоруссии, болота Западной Сибири).

В северных районах развития тундры известны полигональные болота, образующиеся в области вечной мерзлоты и разделенные ледовыми клиньями на отдельные полигоны. В высокогорных ледниках Памира обнаружены торфяные болота, покрывающие дно ледниковых

долин. Огромное распространение имеют прибрежные торфяники; они бывают связаны с дельтами, эстуариями, лиманами, прибрежными низменностями, приливно-отливными зонами морей и океанов.

Главными торфообразователями в низовых болотах являются тростник (камыш) и высшие растения (лиственные и хвойные леса).

Бактериальная жизнь верховых болот крайне разнообразна и плохо исследована. Как отмечал Г.А. Заварзин [2003], здесь обильно развиты метанотрофные бактерии, формирующие слабокислую среду ($\text{pH} = 4.5$). В низовых болотах, связанных с Мировым океаном, присутствует SO_4^{2-} , что обычно приводит к расселению сульфатредуцирующих бактерий (*Desulfovibrio desulfuricans*) и формированию мощной восстановительной сероводородной зоны [Тимофеев, Боголюбова, 1972; Тимофеев и др., 2002].

Как показал Н.М. Страхов [1947] и на примере болот Белоруссии подтвердил В.А. Ковалев [1985], диагенетические преобразования в осадках низовых болот приводят к концентрации двухвалентного железа: в болотных отложениях формируются скопления сидерита, в краевых частях торфяных залежей скапливаются гидроксиды Fe, а воды болотных водоемов несут в себе настолько значительные концентрации гидроксидов этого металла, что местами приобретают цвет кофе.

Не вызывает сомнения тот факт, что именно торфяные болота являются генераторами того железа, которое в осадочных толщах встречается в виде крупных месторождений морских оолитовых железных руд (юрские железные руды Франции и Англии, силурийские руды Аппалачей, США, киммерийские руды Керчи и др.). Следует также подчеркнуть, что именно торфяные залежи, по данным классиков угольной геологии (В.И. Вернадского, Г. Потонье, П.И. Степанова, Л.И. Лутугина, Ю.А. Жемчужникова, И.И. Горского, Г.Ф. Крашенинникова и др.), являются результатом начальных процессов углефикации и формирования крупных месторождений ископаемых углей разного качества.

Интересные данные о концентрации фосфатов в торфяных месторождениях Белоруссии приводят А.Н. Орлов и Г.И. Бушинский [1952]. В залежах торфа здесь довольно часто образуются линзы вивианита – фосфата закиси железа ($3\text{FeO} \cdot \text{P}_2\text{O}_5 \cdot 8\text{H}_2\text{O}$), близкого по составу к ранее изученному керчениту – фосфатному минералу, который постоянно присутствует в керченских железных рудах. Вивианит в болотных отложениях образует линзы, тесно связанные со скоплениями сидерита.

Характерные новообразования глинистых минералов в низинных болотах Белоруссии выявил и описал В.А. Ковалев [1985]; он показал, что диагенетические процессы, протекающие в болотной среде, формируют большое количество минеральных новообразований из поступающих сюда терригенных алюмосиликатов и минералов извер-

женных и метаморфических пород. В результате возникают аутигенные минералы: каолинит, опал и, возможно, ряд хлоритов. Все они являются своеобразными индикаторами диагенеза болотной среды.

Нельзя не отметить также и то обстоятельство, что торфяные залежи способны концентрировать некоторые химические элементы (U, Cu, Be, Ga, Ge, Se, Pb, Zn, Co, Cr и др.).

Со времен В.М. Гольдшмидта [1938] считалось, что торфяники пассивно накапливают те элементы, которые концентрируются в растениях, но оказалось, что это не так. Выяснилось, что главными процессами, определяющими концентрации химических элементов в торфяных залежах, являются гумификация растительной массы и воздействие на ее результаты грунтовых, болотных и проточных вод.

При образовании торфяников вода поставляет химические элементы за счет почвенных процессов и болотного разложения силикатных минералов, а гумификация рождает большое количество органических кислот, легко вступающих в соединения с металлами и образующих металлонесные растворы.

Поскольку торфяная масса способна сорбировать и накапливать в себе некоторые химические элементы, возможно, именно таким сложным путем формируются металлогенически различные торфяники нашей страны [Криштопова, 1967; Тараканова, 1968] или широко известные урановые и тантало-ниобиевые месторождения р. Фитомалама на острове Мадагаскар и рудопроявления меди в торфяниках Англии (Долгели).

Озера представляют довольно обширную и генетически сложную группу водоемов. Д.В. Наливкин [1956] предложил выделять среди них три главные группы – горные, равнинные и прибрежные озера. К двум последним группам относятся и болотные водоемы. Действительно, между болотами и озерами существует глубокая генетическая связь – зарастающие растительностью озера легко превращаются в торфяные болота, а обводняющиеся болота часто становятся типичными озерами.

Диагенетические преобразования ярче всего проявляются в тех озерах, донные отложения которых существенно обогащены ОВ.

Интенсивность поступления органического вещества в озерные осадки оценивается с помощью понятия «трофность». Большинство классиков лимнологии (С.Ј. Waber, А. Thienemann, Е. Neumann, С.И. Кузнецов и др.) включает в понятие «трофность» интенсивность поступления в озера питательных компонентов (органического вещества, азота, фосфора, кальция, калия, натрия, цинка, селена и др.) и биомассы фито- и зоопланктона; именно этот фактор определяет количество органики, захороняющейся в иловых отложениях.

Принято выделять три типа озер по трофности. Олиготрофные озера отличаются поступлением малого количества питательных ингредиентов и, соответственно, слабым развитием планктона. В отличие от них эвтрофные озера характеризуются усиленным питанием биогенными элементами и бурным цветением планктона в летние периоды. В это время уменьшается прозрачность вод и резко уменьшается количество растворенного в воде кислорода. Промежуточное положение между этими двумя крайними группами озер занимают мезотрофные водоемы.

Совершенно очевидно, что наиболее ярко диагенетические преобразования илов проявляются в эвтрофных водоемах. Озера этого типа отличаются малыми размерами акватории, относительно слабой динамикой вод, сильной зависимостью от геологического строения и петрографического состава водосборов, тесной связью состава озерных осадков с климатом и временем года.

Как показали многие лимнологи (К. Ламберт, L.W. Saueax, В.П. Гричук, В.П. Кротов, Л.Л. Россолимо, Н.Н. Семенович, W.H. Tvenhofel, Н.М. Страхов, С.И. Кузнецов и др.), в эвтрофных водоемах лето сопровождается нагреванием вод, проникновением кислорода на глубины озера и широким распространением фито- и зоопланктона; это приводит к вспышке микробиологической жизни и общей стагнации вод. В этот период донные отложения получают максимальный вклад органического вещества.

Осенью, под действием холодных ветров и дождей, тепловой баланс озера нарушается и уничтожается расслоенность водной массы.

Зима приводит к затягиванию поверхности вод ледовым покровом, препятствующим поступлению кислорода; планктонно-бактериальное сообщество вод исчезает, и местами происходят заморы рыб.

Весеннее половодье и потепление атмосферы вновь формируют расслоенность озерных вод. Таким образом, сезонные колебания климата создают ленточную текстуру озерных осадков и способствуют возникновению концентрической зональности: у берегов преобладает гранулометрически грубый материал (песчаники, алевролиты, конгломераты), а в центре озера концентрируется тонкий глинистый материал, существенно обогащенный ОВ.

На примере озер Карелии (Пуннус-Ярви) и Финляндии Н.М. Страхов, Л.Е. Штеренберг и ряд других исследователей [Страхов и др., 1968] показали, что болота этих регионов способствовали накоплению в озерных осадках избыточного железа, марганца и сопутствующих металлов; все эти компоненты оказались связанными с крупными объемами накапливающегося в болотах органического вещества.

В иловых отложениях эвтрофных озер количество микроорганизмов огромно. Как показал С.И. Кузнецов [1970], общее число микро-

бов здесь достигает сотен миллионов экземпляров в 1 г сырого ила. С глубиной количество микробов быстро сокращается. Если на поверхности свежееотложенного ила количество микроорганизмов достигает 1–2 млрд в 1 г сырого ила, то на глубине 1 м оно сокращается до 200–300 млн на 1 г ила.

Микробы обеспечивают разложение органического вещества в илах, восстановительную обстановку, переход поливалентных элементов в низшие формы валентности и их растворение в иловых водах. Железо, марганец и сопутствующие им элементы диффундируют в область развития грубозернистых илов побережья, где господствует окислительная среда, и формируют здесь гидроксиды, которые включаются в осадок в виде бобовин, желваков и концентрических стяжений (рис. 11).

Н.М. Страхов и его соавторы [1965, 1968] предполагали, что образование озерных железомарганцевых руд представляет собой исключительно физико-химический процесс. В отличие от них В.В. Перфильев [1952], С.И. Кузнецов [1970], а в последнее время Г.А. Заварзин [2003] рассматривали концентрацию железа и марганца в озерах как типичный микробиологический процесс.

Русловые врезы, или захороненные палеодолины рек, представляют собой литологически сложные образования; в них обычно хорошо различимы разные составные части реки – донное несогласие, русловые отложения и даже древние террасы. Чаще всего эти образования

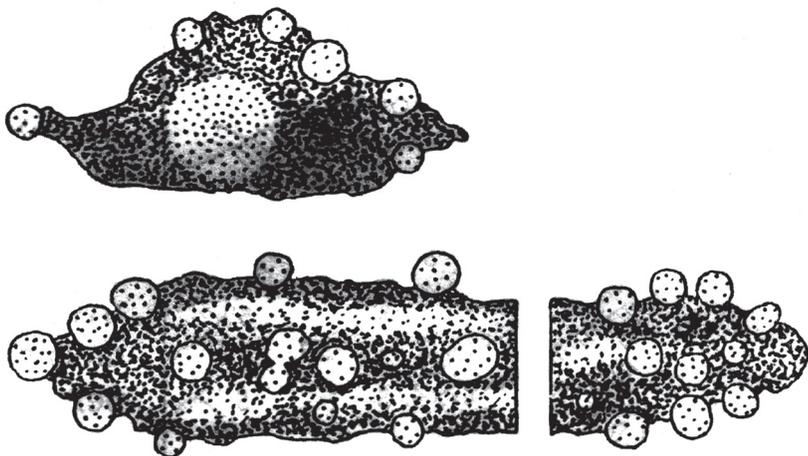


Рис. 11. Структура озерно-болотной железомарганцевой руды [Обручев, 1929]

концентрируются в красноцветных формациях, примыкающих к отложениям древних морей.

С захороненными древними речными долинами связаны различные полезные ископаемые. В них встречаются древние россыпи (аллювиальные россыпи золота, платины и драгоценных камней в Зауралье), оолитовые железные руды (месторождение Лисаковка в Зауралье и Кок-Булак в Приаралье), месторождения волконскоита в Пермском Приуралье, многочисленные месторождения урана и редких элементов в обрамлении Западно-Сибирской впадины, халькозиновые и ванадиевые руды плато Колорадо (США).

Последовательность образования рудных минералов в этих многостадийных залежах, несмотря на ряд детальных и высокопрофессиональных работ специалистов-уранщиков (И.А. Кондратьевой, Л.Л. Бобровой, З.А. Некрасовой, Я.М. Кислякова, В.Н. Щеточкина, Е.М. Шмариовича и др.), исследована весьма приблизительно. Ясно одно – эти рудные скопления образовались на стадиях диагенеза и катагенеза, однако более точно установить рудообразующую стадию пока никому не удалось.

Пожалуй, наиболее полно в этих рудопроявлениях были исследованы фитоморфозы рудных минералов по древесине: мелкие и крупные фрагменты деревьев, часто сохранившие особенности ботанической структуры растений, оказываются замещены рудными минералами (рис. 12).

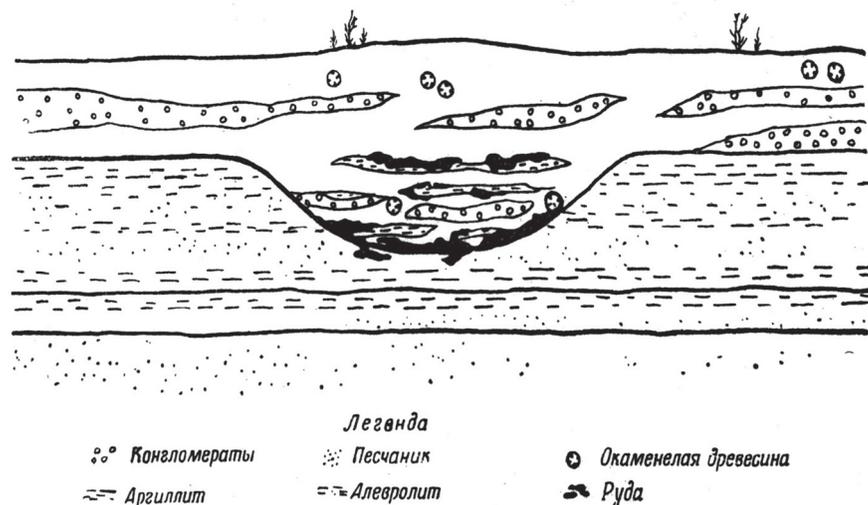


Рис. 12. Схематическое строение долинной залежи урановой руды района Шайнарумп (Колорадо, США) с фитоморфозами стволов деревьев [Хейнрих, 1962]

Фитоморфозы, исследованные Р.П. Фишером [1946] в пермских палеодолинах Техаса и Нью Мексика, а также в прилегающих районах плато Колорадо, представляют собой стволы деревьев, обломки и сучья, замещенные халькозином (Cu_2S); под микроскопом видно, что рудные минералы заполняют полости клеток, тогда как органические стенки клеток рудным веществом не замещаются. Изучив взаимоотношения минерализации и сохранившихся остатков древесины, Р. Фишер предположил, что замещение происходило сразу после захоронения древесных остатков, т.е. в диагенезе. Несомненно диагенетическое происхождение имеют фитоморфозы волконскоита (силиката хрома и ванадия); они залегают в отложениях пермских палеодолин в Приуралье и были детально исследованы Л.В. Пустоваловым [Пустовалов, Холодов, 1964], В.Н. Холодовым [1968 и др.]. Было показано, что фитоморфозы подобного типа полностью или частично замещены рудными минералами, которые всегда окружены оторочкой гидроокислов железа, первоначально представляли собой сульфидные конкреции и тесно связаны с карбонатными диагенетическими конкрециями долинных терригенных осадков.

Большой интерес с генетической точки зрения представляют работы А.У. Литвиненко [1956] и Л.Н. Формозовой [1959], исследовавших фитоморфозы в палеодолинных железорудных месторождениях. Согласно представлениям этих исследователей, процесс замещения древесных остатков минералами железа (сульфиды и гидроксиды) является типичным диагенетическим явлением.

Наконец, довольно определенно датируется образование фитоморфоз, содержащих урановые и редкометальные минералы, в триасовой формации Шайнарумп (плато Колорадо). Здесь фитоморфозы залегают в линзах конгломератов и грубых песчаников, включенных в фацию палеодолин (см. рис. 12). Р. Шрок [1962] подчеркивает, что стволы деревьев, их обломки, листья папоротников, щепки и пни, как правило, замещаются карбонатами, урановыми минералами, сульфидами и минералами ванадия.

Заметный вклад в решение проблемы происхождения ураноносных фитоморфоз в палеодолинах был сделан в работах И. Бергера и М. Дьюла [Berger, Deul, 1955]. Исследуя различные виды деревьев, авторы установили, что урановые соединения в процессе жизни в них не концентрируются. Далее они показали, что уран накапливается в сероводородной среде; этому процессу благоприятствуют карбонаты. В целом, на основании приведенных данных можно предположить, что захороненные древесные остатки подверглись интенсивному микробиологическому разложению; бактериальный процесс реализовался в водной среде. Среди бактерий, разлагающих древесину, на иловой

стадии осадка наиболее значительную роль играли сульфатредуцирующие бактерии, которые восстанавливали SO_4^{2-} вод до сероводорода; в возникшей среде осаждались сульфиды железа, меди и концентрировался уран, все эти минералы осаждались в скоплениях разложившейся древесной массы.

Необходимо отметить, что подобный механизм образования фитоморфоз распространяется исключительно на палеодолинные образования; как показал Я.Э. Юдович [1972, 1978], фитогенные включения в угленосных толщах образуются не только на стадии диагенеза, но и в процессе катагенетического перераспределения компонентов в породе.

Субаквальный диагенез

Поскольку морские отложения в составе стратисферы являются наиболее широко распространенными отложениями, субаквальный диагенез, несомненно, становится ведущим процессом трансформации осадков. Как правило, на дне морей и океанов первоначально накапливается причудливая смесь различных по минеральному составу терригенных обломков, биогенных остатков и аутигенных минералов, образующих, с физико-химической точки зрения, крайне неуравновешенную «пеструю» систему. Среди них наиболее энергоемкими являются скопления органического вещества, которое разлагаясь под действием микроорганизмов, способствовало преобразованию минеральных остатков, возникновению новых аутигенных минералов и уравниванию всей системы в целом. Таким образом, главным направлением диагенетических преобразований является стремление иловой системы перейти из неуравновешенного состояния в уравновешенное, физико-химически сбалансированное.

Необходимо, однако, иметь в виду, что преобразования, направленные в сторону физико-химического уравнивания осадков, обозначают только общую направленность всей совокупности диагенетических процессов; на самом деле система только стремится к равновесию, но никогда его не достигает.

Следует подчеркнуть, что все диагенетические минеральные преобразования осуществляются в водной среде, в обводненных илах при нормальных температурах и давлении. При этом иловые воды во всех случаях оказываются тесно связанными с наддонными водами материнского палеобассейна. Иначе говоря, диагенетические превращения в субаквальном диагенезе осуществляются в *открытой* физико-химической системе, к которой трудноприменимы расчеты равновесной термодинамики. Это важное положение было недавно подтверждено

работой Ю.Н. Гурского [2003], который на примере ряда внутренних морей Евразии показал зависимость химического состава иловых вод от состава и солености наддонных морских вод.

В морях и океанах известны два типа диагенетических преобразований – *восстановительный* и *окислительный*. Чаще всего встречается восстановительный субаквальный диагенез, который широко распространен в краевых и эпиконтинентальных морях, а также в прибрежных зонах океанов; именно этот тип протекания диагенетических процессов обычно считается эталоном субаквального диагенеза.

Восстановительный диагенез

В XX веке восстановительный диагенез был детально исследован в работах Я.В. Самойлова, А.Д. Архангельского, Э.С. Залманзон, Н.М. Страхова, Н.А. Лисицыной, Г.Ю. Бутузовой, И.И. Волкова, А.Г. Розанова, М.В. Иванова, А.Ю. Леин, П.В. Зарицкого, Ю.О. Гаврилова, О.В. Шишкиной, З.В. Пушкиной, М.Г. Валяшко, Ю.Н. Гурского, К.О. Emery, R.A. Berner, R.R. Brooks, B.J. Prestly, J.R. Kaplan, M.R. Goldman, M. Hatfmann, P.J. Miller, Y. Kolodny, A. Nissenbaum и др. Ведущим процессом разработанной модели является микробиологическое разложение ОВ, сопровождаемое сульфатредукцией и возникновением значительных масс CO_2 и H_2S ; все то влечет за собой изменение состава поровых вод, восстановление и растворение поливалентных элементов, диффузию и возникновение новых аутигенных минералов, нередко группирующихся в конкреции, желваки и линзы.

В результате всех этих преобразований в полужидких илах формируется новая аутигенная минералогическая зональность и осуществляется диагенетический этап фазовой дифференциации вещества.

Для создания генетической модели восстановительного субаквального диагенеза следует более детально рассмотреть различные особенности обводненных осадков.

Влажность осадков. Как это показал еще Н.М. Страхов [1954, 1960, 1976], свежесожденные в конечном водоеме стока осадки отличаются повышенной влажностью и высокой пористостью. В самом верхнем слое морских осадков влажность теснейшим образом связана с гранулометрической характеристикой осадков: пески обычно содержат 20–25% влаги, алевриты – 30–60%, тонкие пелитовые илы – 60–80%. Интересно, что в пресноводных осадках озер влажность значительно выше; так, например, озерные илы характеризуются содержанием влаги, достигающим 86–96%.

Как это было установлено в работах С.В. Бруевича [1945], влажность морских осадков быстро уменьшается при движении сверху вниз от по-

верхности морского дна Так, например, в современных осадках Северного, Среднего и Южного Каспия (рис. 13) содержание воды уменьшается от 70% вблизи дна и до 40–50% на глубинах около 50–60 см ниже его поверхности. В глубоководных осадках Черного моря, по данным F.T. Manheim, K.M. Chan [1974], влажность осадков уменьшается с 70% до 45–50% на глубинах 4.0–5.0 м.

Обводненный пласт осадка является ареной разнообразных химических и биохимических реакций именно благодаря распространению в нем *жидкой* фазы; ее присутствие способствует растворению ряда компонентов, их перемещениям внутри пласта и осаждению в виде аутигенных новообразований.

Следует также подчеркнуть, что особенности распределения воды в осадке, с наиболее высокой влажностью в придонной части и ее уменьшением в нижних частях разреза, подчеркивает тесную связь диагенетических систем с наддонными водами бассейна. Не вызывает сомнения, что в данном случае мы имеем дело с *открытой* физико-химической системой, для которой характерны термодинамически неравновесные процессы минералообразования. Этот очень важный вывод существенно ограничивает применение многих термодинамических расчетов для объяснения минералообразующих реакций диагенеза.

Бактерии и биохимические реакции. В самых верхних слоях обводненного осадка, где благодаря присутствию растворенного кислорода господствует окислительная обстановка, распространены азробные

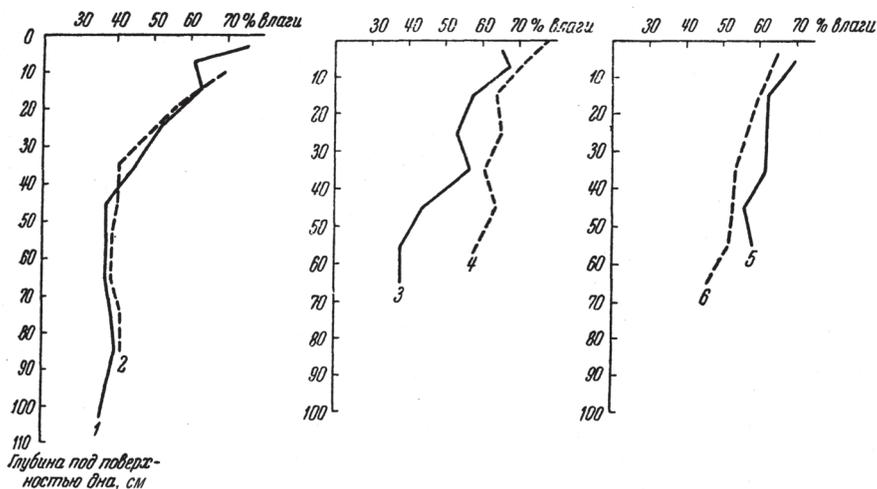


Рис. 13. Влажность осадков Каспийского моря [Бруевич, 1945]
1–6 – номера станций: 1–2 – Тюб-Караганский залив; 3–6 – Южный Каспий

ассоциации бактерий. К ним относятся многочисленные сапрофиты (гетеротрофные) – бактерии поглощающие и разлагающие органический материал; метанотрофные бактерии, продуцирующие метан; бактерии-нитрификаторы и многие другие формы бактериальной жизни.

В нижних частях обводненных слоев начинают преобладать анаэробные бактерии, среди которых важнейшую роль играют сульфатредуцирующие формы.

В морских водоемах распределение рассеянного ОВ в осадках хорошо увязывается с их гранулометрическим составом. Так как количество захороненного органического вещества возрастает в ряду песок-алевроит-глина, становится очевидным, что максимальное число бактерий локализуется в глинистых илах; это подтверждает таблица 6, составленная по материалам К. Зобелла Н.М. Страховым [1960].

Таблица 6. Распределение бактерий в осадках в зависимости от гранулометрии и влажности

Осадок	Средний диаметр частиц, мкм	Содержание воды, %	Число бактерий в 1 г сухого остатка
Песок	50–1000	33	22
Силт (алевроит)	5–50	56	78
Глина	1–5	82	390
Коллоид	<1	98	1500

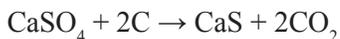
Характерно, что при углублении в ил бактериальное население быстро сокращается в численности, и только верхние 10–15 см осадков содержат максимальное количество.

Насколько можно судить по посевам микробов на агар-агаре, бактериальное население распространяется на 3–4 м вглубь осадков; ниже располагается область развития ферментов.

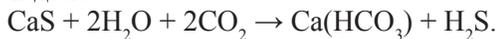
Среди различных групп бактерий наиболее важную геохимическую роль играют *сульфатредуцирующие* бактерии – типичные анаэробные организмы, способные существовать при высоких давлениях, температурах и даже при повышенной солености вод. Как утверждает И.И. Волков [1984], ссылаясь на работы J.R. Postgate, L.L. Campbell, J. Le. Gall и P.A. Trudinger, среди бактерий-десульфуризаторов выделяются три рода: *Desulfovibrio desulfuricans* – не образующие спор; род *Desulfotomaculum*, образующий споры и род *Desulfuromonas*, представляющий палочковидные формы.

В качестве энергетической базы эта группа бактерий использует реакцию окисления ОВ и восстановления сульфатов, растворенных

в морской воде. Ход этой реакции может быть выражен следующий формулой:



и далее



Очевидно, что в результате реализации этой реакции, в иловых водах возникает избыток газообразных сероводорода и углекислоты. Деятельность сульфатредуцирующих микроорганизмов является стержневым процессом субаквального восстановительного диагенеза: она преобразует рассеянное ОВ, переводит в растворенное состояние многие составные части осадка, изменяет состав иловых вод и дает толчок диффузионному перемещению компонентов внутри илового слоя, а также выпадению в осадок разнородных новообразований.

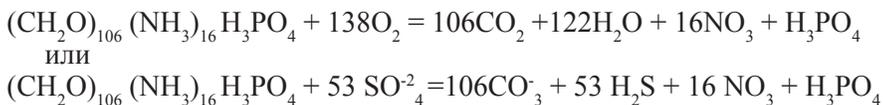
Преобразование органического вещества в иловых водах реализуется по сложной схеме. Свежеосажденное планктоногенное ОВ, как известно, состоит из белков, жиров и углеводов. Микробиологическое окисление этих сложных смесей проводит к трансформации органического вещества: белки формируют разнообразные аминокислоты, жиры – расщепляются на жирные кислоты и глицерин, а углеводы образуют хорошо растворимые полисахариды. В результате преобразований планктоногенного ОВ, в обводненных осадках накапливаются гуминовые и фульвокислоты, а в раствор переходит наиболее подвижная часть органики [Вебер, 1950; Успенский, 1955, 1963; Страхов, 1960]. Эта растворимая часть придает иловым растворам восстановительный характер.

Количество органического вещества, растворенного в иловых водах обычно довольно велико и достигает 10–11 мг/л. Для сравнения можно отметить, что среднее содержание растворенного ОВ в морской воде обычно оценивается в 1 мг/л, а в некоторых внутренних морях (Черное море) оно поднимается до 2–3 мг/л.

Подобный характер иловых вод приводит к восстановлению в них многих поливалентных химических элементов. Те из них, которые в состоянии низшей валентности являются легкорастворимыми, резко обогащают иловые воды по сравнению с наддонными.

Для характеристики химизма диагенетических преобразований органического вещества часто используется стехиометрическая модель, предложенная А.С. Редфильдом [Redfield, 1958] и Ф.А. Ричардсом [Richards, 1965]; эти исследователи представляли средний химический состав морского планктона в виде формулы $(\text{CH}_2\text{O})_{106} (\text{NH}_3)_{16} \text{H}_3\text{PO}_4$, а

его преобразование в аэробной и анаэробной зоне диагенеза представили следующим образом:



Как это правильно подчеркнул И.И. Волков [1984], опираясь на исследования Б.А. Скопинцева, Е.А. Романкевича и др. океанологов, эти реакции дают лишь самое общее представление о направлении преобразования планктогенного ОВ в современных водоемах; количественные соотношения в реальности существенно искажаются, например, в обстановках замедленной седиментации вследствие разной направленности минерализации различных составляющих органического вещества.

Общий химический состав иловых вод также изменяется в нижних частях обводненного пласта илов. Исследование 18 гидрогеологических колонок длиной до 5 м в осадках Охотского моря, выполненное О.В. Шишкиной [1958, 1959] показало:

1) общая соленость иловых вод в исследуемых пределах остается стабильной и обычно совпадает с соленостью наддонной морской воды;

2) на этом фоне содержание иона SO_4^{2-} в иловых водах падает, причем уменьшение содержания этого компонента в водах хорошо коррелируется с распределением органического вещества. Поскольку количество $\text{C}_{\text{орг}}$ в осадке регулирует процесс сульфатредукция, следует считать, что сульфаты в иловых водах убывают там, где усиливается их преобразование в газообразный H_2S ;

3) Одновременно с уменьшением содержания SO_4^{2-} в иловых водах растет щелочной резерв, или общая карбонатность растворов (содержание CO_3 и CO_2). Щелочной резерв иловых вод Охотского моря варьирует от 1–2 мг-экв/л до 30–43 мг-экв/л.

Таким образом, в иловых водах осуществляется процесс, который у гидрохимиков получил название прямой *метаморфизации* вод; это главное направление гидрохимических преобразований. Как показали позднее О.В. Шишкина, С.В. Бруевич, Ю.Н. Гурский и многие другие исследователи, состав иловых вод трансформируется под воздействием разгрузки континентальных подземных вод; в результате смешивания иловых вод и захороненных вод древних осадочных бассейнов; под влиянием поступления инфильтрационных и элизионных вод, а также газоводных флюидов, связанных с грязевым вулканизмом.

Соотношение всех этих гидрохимических изменений на разных уровнях разреза осадков и на площади до настоящего времени остается слабо изученным.

Следует отметить, что иловые воды и растворенные в них химические элементы находятся в постоянном движении: с одной стороны, уплотнение нижележащих слоев, которое осуществляется крайне неравномерно, рождает элизионные перемещение вод из одной части пласта в другую, а накопление растворенных компонентов в одном месте вызывает их диффузионный переток к участкам дефицитного содержания (закон Фика).

Изменение окислительно-восстановительного потенциала в осадках и процессы сульфидообразования. Пространственные взаимоотношения между окислительно-восстановительной границей и поверхностными осадками на дне конечного водоема стока выглядят довольно сложно: иногда, как это имеет место в Черном море, во впадине Красного моря и в других сероводородных водоемах, эта граница поднимается высоко над поверхностью осадка и располагается в толще наддонной воды. В других случаях, как например, в глубоководных океанических илах, она опускается в глубокие зоны разжиженных илов и располагается на значительной глубине от границы ил-наддонная вода.

В наиболее распространенном варианте восстановительного диагенеза характерного для значительных площадей эпиконтинентальных и краевых морей, а также прибрежных участков океанов, окислительно-восстановительная граница весьма незначительно опущена по отношению к поверхности иловых осадков. Как правило, здесь на глубине от первых сантиметров до 20–25 см господствуют высокие значения Eh от +300 до +50 mv. Это окислительная зона. Ниже Eh становится отрицательным, достигая -500 mv, и среда становится восстановительной. В ней, как это видно на рис. 14, хорошо различаются две подзоны: аэробно-анаэробного диагенеза и анаэробного диагенеза. В первой из них, наряду с восстановителями, некоторую роль играет кислород, проникающий сверху вниз, из наддонных вод водоема.

В полном соответствии с вертикальной геохимической зональностью илов, в них протекают процессы преобразования сероводорода – главного результата микробальной сульфатредукции, осуществляющейся уже в наддонной воде и в верхних слоях осадка. Как утверждает И.И. Волков [1984], в зоне аэробно-анаэробного диагенеза сероводород частично вновь окисляется до SO_4^{-2} , частично ассимилируется органическим веществом, а остаток образует разнообразные сульфиды.

В области господства анаэробных процессов схема преобразования H_2S заметно упрощается, и здесь отчетливо преобладают два последних типа преобразований.

Во всех случаях возникающий сероводород активно взаимодействует с металлами, и в первую очередь с железом, образуя разнообраз-

торое образуется при окислении ОВ. Общеизвестно, что карбонатное равновесие определяется формулой



где CaCO_3 – твердая фаза, CO_2 – газ, H_2O – жидкость, а $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$ – растворимое в воде соединение. Избыток газообразного CO_2 в системе сдвигает реакцию вправо, в сторону растворения карбонатов, и наоборот.

Нетрудно понять, что поведение карбонатов в обводненном пласте будет тесно связано с концентрацией газообразной и растворенной в воде углекислоты. При этом на участках с высокой пористостью газообразная CO_2 будет легко удаляться за пределы системы, количество растворенной в воде CO_2 быстро уменьшается, а растворенные в воде карбонаты выпадают в осадок. Однако там, где диагенетическая система оказывается более закрытой и удаления газообразной CO_2 не происходит, количество растворенных карбонатов в иловых водах, напротив, будет возрастать т.е. растворение CaCO_3 будет усиливаться.

С диагенетическим перераспределением карбонатов связано формирование разнообразных конкреций. Так как концентрация карбонатов вокруг центров кристаллизации происходит на фоне отжимания иловых вод и уплотнения глинистых слоев, в некоторых случаях представляется возможным связать последовательность диагенетического минералообразования с усадкой илов.

На примере среднемиоценовых глинистых отложений Восточного Предкавказья Ю.О. Гаврилову [1982] удалось установить довольно четкие пространственные взаимоотношения между минералогически различными простыми и сложными карбонатными конкрециями, и толщиной слоев уплотняющихся глин (рис. 15). Для каждого типа конкреций этому исследователю удалось рассчитать коэффициент усадки илов по формуле: $a : v$ или $a_1 : v_1 - a_2 : v_2$ (в зональных конкрециях), где a – толщина пачки слоев внутри конкреции (или ее отдельной зоны с определенным минеральным составом), v – мощность соответствующей пачки слоев, но существенно уплотненных, во вмещающих породах; эти коэффициенты приведены в таблице 7.

Очевидно, что уменьшение коэффициентов усадки в минералогически различных группах карбонатных конкреций отражает определенную последовательность образования конкреций разного состава. В целом для среднемиоценовых глин Восточного Предкавказья, сформированных в разных фациально-палеогеографических обстановках эта последовательность может быть представлена так, как она изображена на рис. 16. Отвлекаясь от деталей минералообразования, отметим, что на

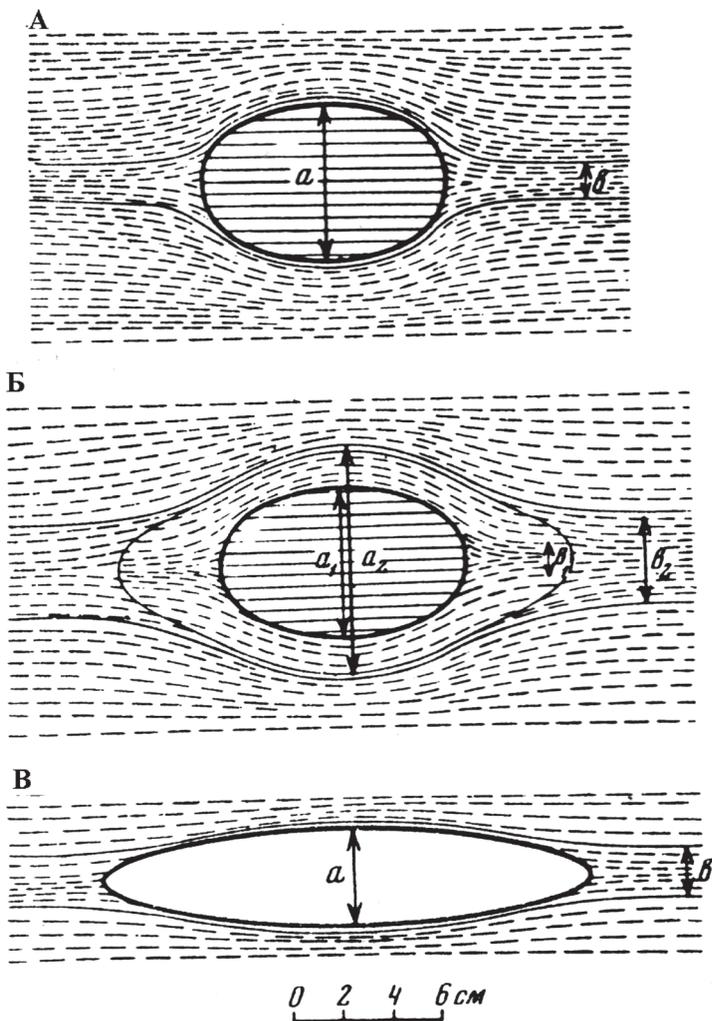


Рис. 15. Определение коэффициента усадки вмещающих глин около конкреций разного минералогического состава [Гаврилов, 1982]

Конкреции: А – кальцитовая; Б – зональная (сидерит-кальцитовая); В – сидеритовая

приведенной схеме четко прослеживается ряд: пирит (барит, опал) → кальцит (фосфатный минерал, доломит) → сидерит (манганосидерит, монтмориллонит). Таким образом, можно предполагать, что эта последовательность формирования диагенетических конкреций имеет более общее значение, так как более широко характеризует процессы аутиген-

Таблица 7. Величины коэффициента усадки, полученные при изучении конкреций разного состава [Гаврилов, 1982]

Тип конкреций	Количество замеров	Коэффициент усадки (а:в)	
		Разброс значений	Среднее
Кальцитовые	21	3–5.3*	4.0
Зональные (кальцит-сидеритовые)	20	1.9–3.5	2.4
Сидеритовые	21	1.4–2.5	2.0

Примечание. *В таблицу не включено значение коэффициента усадки равное 8, полученное в результате сравнения толщины реликтовых слоев илов в конкрециях и составляющих их слоев в глинах чоκραкского яруса у пос. Элистанжи

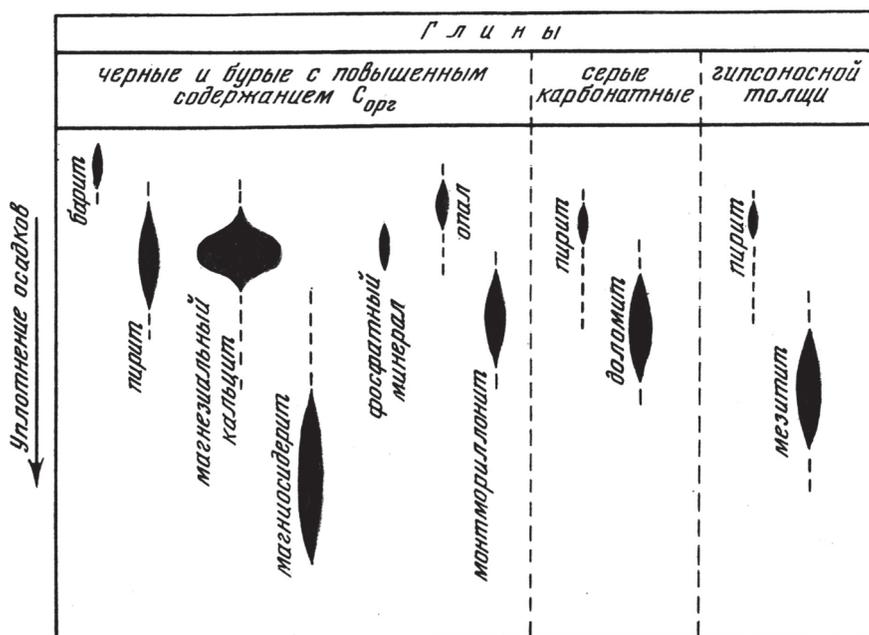


Рис. 16. Схема последовательности образования диагенетических минералов в чокракско-караганских глинистых отложениях [Гаврилов, 1982]

ного минералобразования в диагенезе, типична для многих регионов и объясняется более ранним образованием труднорастворимых сульфидов и более поздним возникновением легко растворимых карбонатов.

Запаздывание образования сидеритовых конкреций, по сравнению с кальцитовыми и доломитовыми, на наш взгляд, объясняется поведением железа. Та часть железа, которая первоначально была связана с органическим веществом и образовала устойчивые металлоорганические комплексы, слабо реагирует на воздействие сероводорода и переходит в реакционноспособную форму двухвалентного железа только в участках формирования карбонатных конкреций, когда сульфидообразующие возможности H_2S уже оказываются исчерпанными. Такой механизм сидеритообразования подтверждается: тесной связью залежей сидеритов с углепроизводящими торфяными болотами [Ковалев, 1985; Холодов, Бутузова, 2004_{1,2}]; экспериментами, доказывающими устойчивость железоорганических соединений в сероводородной обстановке [Ковалев, Генералова, 1967; 1969; 1974]; соотношением различных форм нахождения железа в глинах и аргиллитах угленосных отложений [Холодов, Бутузова, 2004_{1,2}]; наиболее поздним образованием сидерита в общей последовательности диагенетического минералообразования и рудогенеза.

Значительно сложнее выглядит поведение SiO_2 и P_2O_5 в обводненных иловых системах; их распределение в значительной степени определяется щелочностью или кислотностью диагенетических растворов. Причем, при низких значениях pH (в кислых средах), обычно хорошо растворяются фосфаты, выпадающие в осадок при подщелачивании [Альтшулер, 1977; Занин, Терновой, 1980; Савенко, 1978; 1992; Батулин, Саенко, 1980], а в щелочных обстановках легко растворимым является кремнезем, который в кислых средах обычно фиксируется [Бруевич, 1953; Страхов, 1953; 1960]. Положение фосфатных и кремневых конкреций на общем диагенетическом профиле не вполне ясно, хотя и имеются петрографические наблюдения, свидетельствующие об очень раннем формировании фосфатных желваков [Страхов, 1960; Батулин, 2004].

Перераспределение компонентов и формирование аутигенно-минералогической зональности. На протяжении всей стадии диагенеза в илах осуществляется интенсивный обмен компонентами между твердой и жидкой фазой; неустойчивые минералы растворяются, обогащая поровые воды, из которых затем осаждаются аутигенные новообразования, состав которых отражает особенности новой физико-химической обстановки, господствующей в обводненных осадках. Как подчеркнул в свое время Н.М. Страхов [1953, 1960], в илах происходит непрерывный переход вещества из первоначальных форм, в которых они поступали в осадок, в новые формы, соответствующие обстановкам восстановительного диагенеза, по схеме:

первоначальные формы компонентов → грунтовый раствор → новые виды диагенетических минералов.

Процессы аутигенного диагенетического минералообразования теснейшим образом связаны с той фазовой дифференциацией, которая осуществляется в конечных водоемах стока. В настоящее время можно считать установленным, что определяющим фактором осаждения химических и биохимических компонентов на дне конечных водоемов стока и, особенно, в эпиконтинентальных и краевых морях является *гидродинамика*. Различные группы процессов гидрогенного минералообразования (химических, биохимических, сорбционных и др.) переводят химические элементы из жидкой и газообразной формы миграции в твердую, а далее вновь образованные частицы смешиваются с твердым стоком рек и перераспределяются приливно-отливными движениями вод, волнением, циркулярными течениями, конвективными перемещениями и апвеллингами по дну конечного водоема стока. Как показано на рис. 17, в наиболее гидродинамически активных мелководных участках водоемов накапливаются терригенные осадки песчаной и алевритовой размерности, тогда как в наименее активных глубоководных халистатических областях концентрируются пелитовые глинистые осадки.

Многочисленные аутигенные минеральные новообразования стадии седиментации распределяются среди гранулометрического спектра терригенных частиц в зависимости от преобладающей размерности образованных твердых фаз. Так, например, хемогенно-биогенные карбонатные оолиты и гидроксидно-марганцевые скопления в озерах и морях обычно тяготеют к песчаным грубозернистым фракциям, а биогенно-хемогенные карбонаты и кремневые образования ассоциируются как с песчаными, так и с пелитовыми осадками.

Большой интерес представляют закономерности распределения новообразованных аутигенных диагенетических минералов, это распределение полностью определяется количеством захороненного органического вещества. Поскольку количество органики в морских отложениях обычно увеличивается в ряду песок-алевролит-глина [Trask, 1932; 1939, Страхов, 1954; 1976; Романкевич, 1977], а интенсивность микробиального разложения ОВ активно влияет на весь ход диагенетического минералообразования, то возникновение аутигенной минералогической зональности, при которой у берега получают распространение гидроксиды Fe и Mn, затем, в направлении возрастания глубин, лептохлориты и глаукониты, далее – карбонаты Fe и Mn и, наконец, сульфаты, оконтуривающие значительные площади пелагиали, являются важнейшим результатом субаквального восстановительного диагенеза.

Следует подчеркнуть, что вся картина субаквальной диагенетической зональности (см. рис. 17), несомненно, схематизирована и идеализирована. Обращает на себя внимание условность выделяемых границ

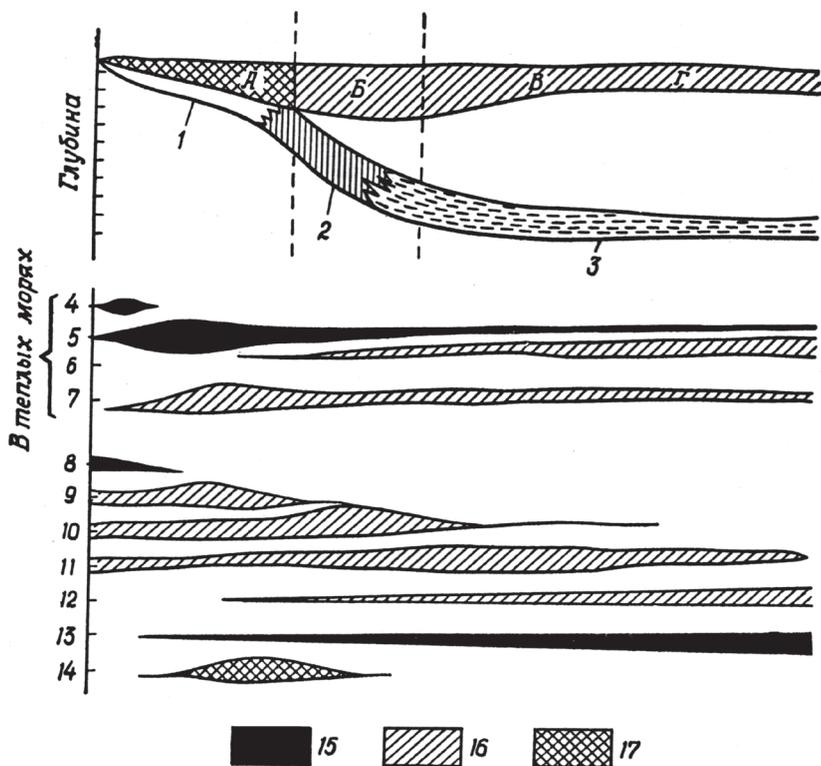


Рис. 17. Схема диагенетической зональности минеральных новообразований в морях геологического прошлого [Страхов, 1957]

1 – пески; 2 – алевриты; 3 – пелиты; 4 – CaCO_3 оолиты; 5 – биогенный и химически осажденный CaCO_3 ; 6 – диагенетический и бактериальный CaCO_3 ; 7 – разные формы диагенетического доломита; 8 – Fe_2O_3 , окислы Mn , Al_2O_3 ; 9 – лептохлориты; 10 – глауконит; 11 – карбонаты Fe и Mn в илах без CaCO_3 или с малым его содержанием; 12 – сульфиды Fe и Mn с высоким содержанием CaCO_3 ; 13 – биогенно выделенная SiO_2 ; 14 – фосфориты первичные и диагенетические; 15 – минералы, образующиеся первичной садкой из воды; 16 – минералы диагенетические; 17 – минералы частично седиментационные, частично диагенетические;

А – зона взмучивания тонкого глинистого материала и его выноса из прибрежной области; Б – область циркуляционных течений; В – поверхностная зона выноса тонкого материала из прибрежной зоны; Г – глубокие и спокойные части водоема

распространения различных минеральных новообразований и вероятность пространственного совмещения таких диагенетически исключающих друг друга скоплений как лептохлориты и глаукониты, сидериты и сульфиды; как мы видели выше, в природе это исключено.

Окислительный диагенез

В морской и океанической воде легко растворимы кислород, азот, аргон, углекислота (CO_2) атмосферы; это хорошо показано в монографии Р.А. Хорна [1972]. Особый интерес представляет поведение кислорода, которое тесно связано с гидродинамикой вод и распространением органического вещества.

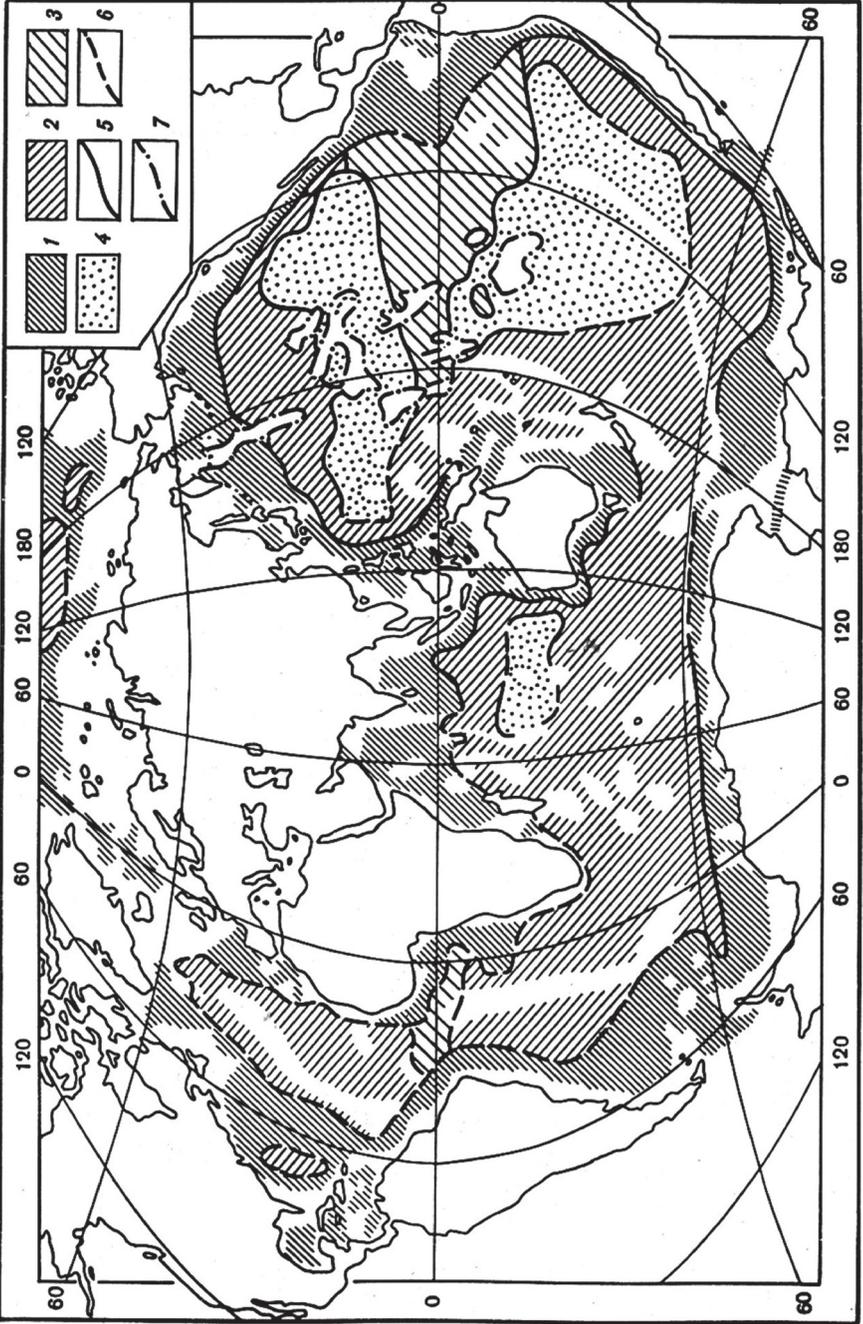
Верхняя, наиболее гидродинамически активная часть океанической толщи воды, особенно там, где наблюдается приток речных вод, всегда несколько обогащена кислородом. Ниже в толще воды количество растворенного кислорода заметно уменьшается, так как расходуется на окисление органического вещества – соединений углерода, поступивших как с берега, так и с продукцией фито-зоо- и бактериопланктона.

Количество продуцированного и привнесенного с суши органического вещества обычно достигает максимума у берегов и на шельфе, а по направлению к абиссалиям океанов оно существенно уменьшается, достигая минимума [Романкевич, 1975; Романкевич и др., 1990], поэтому содержание кислорода в водах глубин возрастает, и достигает максимальных значений в придонной части абиссалий.

В работе М.Н. Соколовой [1986] была сделана попытка выделить в океанских водах эвтрофные и олиготрофные зоны; результаты этого исследования изображены на карте Мирового океана (рис. 18). Хорошо видно, что минимальное количество ОВ и, следовательно, максимальное количество растворенного в воде кислорода, тяготеют к областям халистаз и максимальных глубин.

Химические изменения в составе наддонных вод заметно отражаются на геохимическом облике океанских глубоководных осадков. Океанические глубоководные осадки исследовались в работах D. Merray, A. Renard, P. Shepard, H.W. Menard, R.R. Pevell, J. Arrenins, E. Bonatti, E.C. Bullard, R.S. Dietz, K.O. Emery, R.C. Heezen, P.H. Kuenan, П.Л. Безрукова, Н.М. Страхова, А.П. Лисицина, Н.С. Скорняковой, И.В. Хворовой, И.О. Мурдмаа, В.Н. Свальнова и многих других авторов.

Наибольшим распространением среди них пользуются красные глубоководные глины, описанные еще в трудах Дж. Меррея и А.Ф. Ренара [Murray, Renard, 1891]; это глинистые илы, окрашенные гидроксидами железа и марганца в пятнистые коричневато-красноватые тона и состоящие из глинистых минералов с примесью цеолитов, костного детрита (зубы акул и фосфатные слуховые косточки китов). В верхней части слоев развиты следы илоедов, а на границе осадок-морская вода часто концентрируются железо-марганцевые конкреции и корки, которые образуют поля, внешне напоминающие булыжную мостовую.



В работах И.О. Мурдмаа [1987] и В.Н. Свальнова [1991] среди красных глубоководных глин предлагается различать две разновидности.

Эвпелагические глины слагаются преимущественно аутигенными минералами, возникшими в тесной связи с вулканической пирокластикой. В них преобладают цеолиты, палагонит, железомарганцевые микроконкреции, пироксены, остатки вулканического стекла. Среди глинистых минералов ведущую роль играет монтмориллонит.

Миопелагические глины слагаются преимущественно терригенными глинистыми компонентами, и в них заметно уменьшается количество цеолитов.

Следует подчеркнуть, что и те, и другие разновидности глубоководных красных глин формируются во впадинах, в условиях крайне медленных скоростей седиментации, которые, по данным А.П. Лисицына [1974; 1988], обычно колеблются от 1 до 10 мм/1000 лет. В.Н. Свальнов [1991] считает, что эвпелагические глины накапливаются со скоростью менее 1 мм/1000 лет, тогда как миопелагические – 1–3 мм/1000 лет.

Другой разновидностью глубоководных осадков являются органические *кремнистые илы*. Согласно исследованиям А.П. Лисицына [1966], кремнистые осадки образуют три субширотные полосы (северную, южную и экваториальную), опоясывающие Тихий, Индийский и Атлантический океаны.

В наиболее глубоководных частях Мирового океана преобладают диатомовые (этмодискусовые) и радиоляриевые осадки. Как правило, они существенно обогащены железом и марганцем, причем содержание железа иногда достигает 5–6%, а марганца – до 0.5%. Кремнистые илы содержат значительное количество примеси глинистого материала, а между ними и красными глинами наблюдаются всевозможные переходы. Максимальное содержание остаточного ОВ, запечатанного в кремниевых коробочках диатомей или в раковинах радиолярий, обычно не превышает долей процента ($0.2\text{--}0.4\% C_{\text{орг.}}$) и в верхних слоях глубоководных кремнистых глин некоторое время остается законсервированным.

В периферических частях глубоководных зон часто встречаются *карбонатные илы*. Обычно они слагаются раковинами планктонных фораминифер (глобигерин), птеропод, кокколитофорид и их облом-

← **Рис. 18.** Глубоководные донные трофические зоны океанов (глубже 3000 м) [Соколова, 1986]

1–3 – эвтрофные; 1 – приконтинентальные; 2 – океанические; 3 – экваториальные; 4 – олиготрофные; 4,б – границы между областями; 5 – граница, экстраполированная по геологическим данным; 6 – аккумулятивные шлейфы островов и подводных гор (глубины менее 3000 м не заштрихованы)

ков. Илы окрашены в серовато-коричневый и светло-коричневый цвет. Иногда в них встречается примесь кремневых остатков радиолярий и диатомей. Карбонатные илы наиболее широко распространены на подводных равнинах и поднятиях, тогда как вертикальное их распространение обычно ограничивается уровнем карбонатной компенсации (УКК) – поверхностью, ниже которой в океанах происходит растворение карбонатного материала. Средняя глубина УКК в Тихом океане колеблется от 4.2 до 4.5 км, а в Атлантическом она опускается до величины 5.0 км и более.

По мнению Н.М. Страхова [1951, 1976, 1978], главная причина существования УКК заключается в сближении констант диссоциации карбонатов под действием гидростатического давления в океанических водах и вызванного этим явлением увеличения растворимости CaCO_3 . Реальная глубина УКК в разных океанах определяется интенсивностью поступления карбонатов в водоем и разной скоростью их осаждения в разных океанах.

В областях интенсивной вулканической деятельности среди краевых глин и кремневых осадков появляются прослои вулканического пепла (туфы) и терригенно-вулканические осадки, а вблизи срединных хребтов и конусов подводных вулканов – глыбовые брекчии и щелочные магматические породы.

В толще кайнозойских и мезозойских глубоководных осадков Тихого и Индийского океанов преобладают глинистые отложения, окрашенные гидроокисидами железа в красноватые или бурые тона. В разрезах Атлантического океана по мере погружения появляются более мелководные терригенные и даже черносланцевые фации. Как это показал В.Н. Свальнов [1991] на примере четвертичных отложений Центральной впадины Индийского океана (рис. 19), в разрезах глубоководных отложений океанов иногда встречаются перерывы, обусловленные процессами «лавиной седиментации»; благодаря воздействию глубинных течений возникают оползни и обвалы с формированием мутьевых потоков, размывов и даже турбидитов.

Следует отметить также и то, что в глубоководных отложениях центральных частей океанов широко развиты разжиженные илы. Иначе говоря, нижняя граница диагенетических преобразований здесь опускается на глубины 1–1.5 км. Напомним, что в морях и в прибрежных частях океанов область развития восстановительного диагенеза охватывает лишь первые десятки метров, редко достигая 100–150 м по мощности.

Огромные мощности неуплотненных осадков в океанах Н.В. Логвиненко и Л.В. Орлова [1987], а также Б.А. Соколов и А.И. Конюхов [1976] объясняют аномально высокими давлениями столба воды в этих глубоководных осадках.

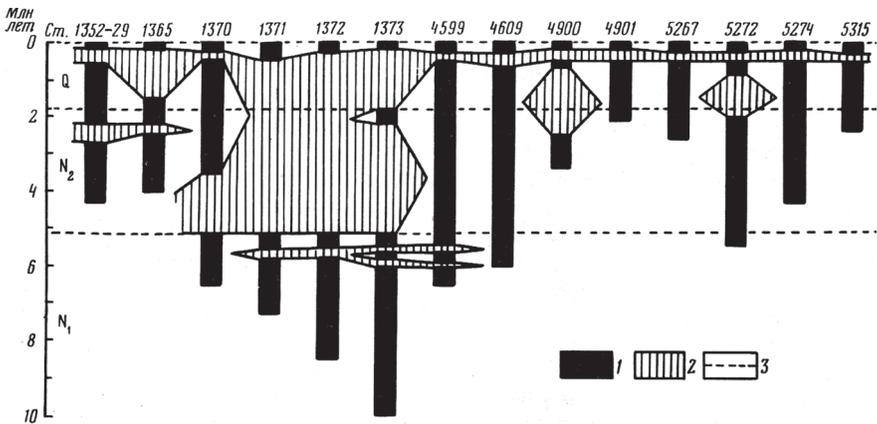


Рис. 19. Стратиграфические перерывы в разрезах Центральной впадины Индийского океана [Свальнов, 1991]

1 – относительно непрерывные участки разрезов; 2 – стратиграфические перерывы, обоснованные по литологическим, палеомагнитным и микропалеонтологическим данным; 3 – изохронные уровни разрезов

Исследование иловых вод разуплотненной массы глубоководных осадков показывает высокую степень их окисленности ($Eh +500 \dots 600$ мвт). Характерны также незначительные колебания состава растворенных в иловых водах катионов и анионов. О.В. Шишкина [1979] изучила материалы скважин глубоководного бурения во впадинах Тихого океана и отметила, что в отличие от иловых вод прибрежных частей океана или мелководных морей (восстановительный диагенез) глубоководные осадки характеризуются однородностью состава иловых вод, что свидетельствует об отсутствии существенного массопереноса компонентов и, следовательно, об отсутствии процессов фазовой дифференциации вещества.

Исключением является самая верхняя часть глубоководных осадков, прилегающая к границе «осадок – морское дно». Здесь обычно широко развиты железо-марганцевые конкреции (ЖМК) и корки. Они были детально описаны в работах J. Murray, A. Renard, H.W. Menard, R.H. Kuennen, R.A. Shepard, Н.М. Страхова, А.П. Лисицына, Н.С. Скорняковой, П.Л. Безрукова, И.И. Волкова, Г.Н. Батурина, Р.И. Недумова и многих российских океанологов.

Детальное описание размеров, минералогического и химического состава, строения, морфологии и условий залегания ЖМК можно найти в работе Г.Н. Батурина [1993]. ЖМК имеют шарообразную, эллипсоидную или плоскую плитчатую форму, причем размеры их редко

превышают 15–20 см в диаметре. На поверхности осадка они часто образуют текстуру «булыжной мостовой».

Слои ЖМК покрывают значительные площади глубоководных впадин; при углублении в толщу разуплотненных илов на 7–10 м, слои ЖМК сменяются разрозненными и небольшими конкрециями, разбросанными на больших площадях.

Минералогический состав ЖМК довольно сложен. Марганец представлен вернадитом, бернесситом, бузеритом и асболоном, железо – гетитом, ферроксингитом и феррогидритом. Кроме железа и марганца в конкрециях присутствуют Ti, Cu, Cd, Zn, Mo, Ni, Co, Cr, Ba, TR, Y, Zr, Sr, Sb, Hf, Th и др.

Скорость конкрециообразования хорошо согласуется с замедленной седиментацией на больших глубинах океанов и обычно колеблется от 1 до 2 мм/млн лет. Генезис ЖМК вызывает многочисленные споры; сложность истолкования их происхождения заключается в том, что эти конкреции формируются в регионально-окислительной обстановке. Поэтому одни исследователи [Виноградов, 1967; Golberg, 1963, Волков, 1979 и др.] связывали глубинное конкрециообразование с поступлением марганца из наддонной воды, тогда как другие [Страхов, 1979₂; отчасти Батулин, 1993] предполагают восстановительный диффузионный подток железа и марганца из гипотетических восстановленных пластов.

Мне кажется, что разгадка формирования ЖМК кроется в особенностях трофической цепи организмов, которые сменяют друг друга в океанических впадинах на больших глубинах. Напомним, что биогенные процессы здесь начинаются с формирования диатомей, радиолярий и кокколитофорид. Эти организмы строят довольно прочные кремниевые или карбонатные раковины, позволяющие после их гибели сохранять органическое вещество, консервируя его в осадке. Все это происходит несмотря на окислительную среду глубинных отложений и иловых вод.

Верхний слой осадка, на котором залегают ЖМК обычно сильно изменен многочисленными следами илоедов. Скавенжеры нацело перерабатывают верхний слой осадков мощностью в 10 см [Hecker, Paul, 1979; Свальнов, 1991] существенно обогащая рыхлые илы продуктами жизнедеятельности, то есть органическим веществом.

Гораздо шире распространены сапрофитовые бактерии, преобразующие органику в гумины и гуминовые кислоты. Их деятельность в глубоководных осадках океана исследовалась С.С. Беляевым с соавторами [1976]. Согласно этим исследованиям (табл. 8), деятельность сапрофитов распространяется на глубину первых метров осадка и ослабевает по мере повышения окислительно-восстановительного потенциала (Eh).

Таблица 8. Количество сапрофитных бактерий в толще глубоководных осадков Тихого океана (число клеток на 1 г сырого ила по С.С. Беляеву и др. [1976])

Номер станции, глубина	Горизонт, см	Eh mv	Краткая характеристика образца	Число клеток
611, 4190	0–5	+540	Светло-шоколадная глина с корками оксидов Fe-Mn	30
	10–16	+560	То же с фораминиферами	10
	58–60	+550	Вязкая шоколадная глина с прослоями карбонатов	2
	100–102	+550	То же	1
647, 5270	0–5	+600	Шоколадная глина с Fe-Mn конкрециями на поверхности	70
	100	-	Шоколадная глина	0
	350	+600	То же	0
655, 3520	0–5	+600	Темно-коричневая глина	130
	10–20	+610	То же с светло-бежевыми линзами	4
	82–86	+620	То же	6

Не вызывает сомнения то, что в верхних слоях красноцветных осадков существует очень маломощный эфемерный слой восстановительных обстановок. Здесь Fe и Mn восстанавливаются до низших форм валентности, диффундируют к границе раздела морская вода – осадок, образуют коллоиды окислов железа и марганца и формируют уже описанный выше пласт ЖМК и корок.

Заканчивая на этом описание окислительного диагенеза, хотелось бы подчеркнуть, что этот процесс отличает широкое развитие окислительных обстановок, относительная подавленность биохимических процессов и ослабление процессов фазовой дифференциации вещества. В сущности, фазовая дифференциация в абиссалиях проявляется лишь в формировании ЖМК и железо-марганцевых корок.

КАТАГЕНЕЗ

Стратисфера и ее фациальная и термобарическая характеристика

По мнению большинства российских исследователей, катагенез представляет собой стадию осадочного процесса, сменяющую стадию диагенеза и завершающую развитие осадочного процесса. Это стадия «бытия» сформированных осадочных толщ, погруженных в недра нашей планеты.

Впервые термин «катагенез» был предложен в работах И. Вальтера [1922], но для обозначения стадии осадочного породообразования он был использован А.Е. Ферсманом [1922] в работе, посвященной геохимии России.

Позднее Л.В. Пустовалов [1940], разрабатывая свою схему осадочной дифференциации, формально исключил стадию катагенеза из осадочного процесса, отнеся это явление к процессам метаморфизма и связал ее рассмотрение с петрографией магматических образований.

В общую картину осадочного породообразования стадию катагенеза вернули работы литологов, исследовавших стадийность осадочного минералообразования (А.Г. Коссовская, В.Д. Шутов, В.И. Муравьев, Н.В. Логвиненко, В.Д. Дриц, О.В. Япаскурт и др.), а также процессы нефте- и газообразования (Н.Б. Вассоевич, Б.С. Соколов, А.И. Конюхов, А.В. Ступакова и др.), гидрогеологов-нефтяников (А.А. Карцев, С.Б. Вагин, В.М. Матусевич, В.П. Зверев, Е.А. Басков и др.) и рудников-редкометальщиков (А.И. Германов, А.К. Лисицин, В.Н. Холодов, И.А. Кондратьева, Е.М. Шмариович, Е.А. Головин, Я.В. Кисляков, Т.Ф. Бойко, В.Н. Щеточкин, Г.А. Машковцев, И.Г. Печонкин и др.).

Ареной катагенетических процессов является стратисфера, или слоистая осадочная оболочка Земли. Характеристика размеров, состава и строения стратисферы приводится в общеизвестных работах А.Б. Ронова с соавторами [Ронов и др. 1990] и А.Б. Ронова [1993].

Так как в дальнейшем мы будем рассматривать, главным образом, стратисферу континентального блока Земли, отметим, что она представляет собой прерывистую оболочку, которая выклинивается там,

где кристаллический фундамент выходит на дневную поверхность (щиты или ядра орогенов), и увеличивается в мощности в геосинклиналях. Стратиграфически она охватывает фанерозой: от кембрийских отложений и до квартера.

В целом, по подсчетам А.Б. Ронова, ее масса составляет $18.95 \cdot 10^{17}$ т, а объем определяется величиной $765 \cdot 10^6$ км³.

Осадочные и вулканогенно-осадочные породы, слагающие континентальную стратисферу, образуют три группы, различающиеся по своим физическим свойствам. К первой группе принадлежат глины и глинистые сланцы, соли и эвапориты, а также торфяники и угли. Это пластичные породы, которые отличаются значительно изменяющимися пористостью и проницаемостью, при погружении они быстро теряют седиментационную воду и легко уплотняются, становясь практически непроницаемыми при высоких геостатических нагрузках.

Вторую группу пород-коллекторов представляют песчаники, конгломераты, флишoids и алевролиты; это жесткие породы, обладающие трудно уплотняющимся минеральным каркасом. Сокращение их пористости и проницаемости при внешней нагрузке минимально, а изменение проницаемости чаще всего происходит путем кольматации, т.е. заполнением пор при выпадении солей из растворов.

Третья группа включает карбонатные породы, которые с одной стороны ведут себя как пластические образования (мергели, водорослевые известняки и др.), а с другой – напоминают терригенные коллектора (оолитовые известняки и доломиты, ракушечники и др.).

Кроме того, и те и другие разности карбонатных пород отличаются химической неустойчивостью: при увеличении геостатического давления и температуры они легко растворяются в водах, при пересыщении растворов карбонатные минералы вновь осаждаются и цементируют терригенные коллекторы.

Относительные количественные соотношения выделенных нами типов осадочных пород в стратисфере континентального блока, по данным А.Б. Ронова [1993], приведены в таблице 9.

Из нее следует, что в осадочной оболочке континентов существенно преобладают глины и глинистые сланцы; очевидно также, что пластические породы в целом заметно преобладают над породами-коллекторами.

Такой вывод не нов. При изучении состава всей стратисферы Земли еще Ф. Кларк [Clarke, 1924] и А. Холмс [Holmes, 1937] оценивали количество глин и глинистых сланцев в 70–73% общей массы пород осадочной оболочки Земли. Кроме математической оценки особенностей распространения, нельзя не отметить, что в истории фанерозоя довольно отчетливо выделяются целые эпохи глинообразования, когда одно-

Таблица 9. Распространение пластических и жестких пород в стратифере континентального блока [Ронов, 1993]

Пластические породы	% от общей массы	Жесткие породы (коллекторы)	% от общей массы
1. Глины и глинистые сланцы	45	1. Песчаники и песчаные породы	23.9
2. Соли	0.6	2. Флишоиды и конгломераты	0.2
3. Угли и углистые сланцы	0.0008	3. Кремнистые породы	1.7
4. Известняковые породы	7.75	4. Вулканогенные породы	12.9
Всего:	53.3008	5. Карбонатные породы (коллектора-ракушечники, оолитовые образования)	7.75
		Всего:	46.45

Примечание. Стратифера (слоистая оболочка континентального блока Земли) в целом оценивается: общая масса пород – $18,95 \cdot 10^{23}$ г; объем – $765 \cdot 10^6$ км³

временно на огромных площадях континентов накапливались мощные толщи пластических глин и их производных. По данным А.Б. Ронова, такие эпохи соответствуют девону перми, юре и раннему палеогену.

Характерным представителем юрской эпохи глинообразования является баженовская свита, развитая в центральной части Западно-Сибирской низменности. Она представлена черными сланцеподобными глинами с включениями слоистых кремнистых пород (М.В. Корж, С.Г. Саркисян, А.Э. Конторович и др.). Любопытно, что эти нефтепроизводящие отложения сравнительно небольшой мощности (20–70 м), в основном волжского яруса, включены в довольно мощные глинистые толщи средней и нижней юры мощностью до 0,5 км. Вся эта терригенно-глинистая масса пород, распространена на площади в 400 000–450 000 км². Фациальное продолжение баженовской нефтепроизводящей толщи встречено в восточной части Русской платформы, где пользуется очень широким распространением (горизонт горючих сланцев *Perisphinctes Panderi*). Крупные овальные пятна волжских сланцев образуют выпуклую к западу полудугу, начинающуюся от Общего Сырта, огибающую Башкирский антиклинорий Урала и завершающуюся в восточной части республики Коми; их размеры в пределах этой площади достигают 30 000–35 000 км².

Еще более яркая эпоха глинообразования фиксируется в отложениях нижнего палеогена, захватывая толщи олигоцена, а местами нижнего и среднего миоцена (майкопский ярус).

На Северном Кавказе – это толща глин с пачками черных сланцев, алевролитов и крупными включениями сидеритов колеблется в мощности от 1 до 1.5 км. В западном Причерноморье и в Крыму ее мощность возрастает до 3.6 км. Далее на юго-восток и восток она, уменьшаясь в мощности, прослеживается в районах Азербайджана, Южного Закавказья и в Туркмении. Как показали А.Л. Яншин и О.С. Вялов, разновозрастные глины и сланцы протягиваются в Приаралье и, через Туранскую плиту, в западные районы Средней Азии.

Повсеместно к отложениям майкопского яруса относятся нефтепроизводящие, а местами нефтегазоносные свиты.

Характерной особенностью формирования стратисферы является непрерывность процесса ее образования; при прогибании отдельных участков земной поверхности каждый последующий пласт перекрывает предыдущий, последний, таким образом, все ниже и ниже погружается в недра планеты, в область высоких температур и давлений. Пределы погружения в каждом случае определяются глубинами осадочно-породных бассейнов, варьирующих в довольно высоких пределах. В таблице 10 охарактеризованы глубины наиболее крупных впадин стратисферы. Очевидно, что средняя глубина подобных депрессий колеблется в пределах 10–12 км и находится на грани возможностей разведочного бурения. Максимальные глубины достигают 27–30 км, и это существенно изменяет термобарические условия существования осадочных толщ.

Таблица 10. Самые глубокие впадины стратисферы

№ п/п	Географическое положение, наименование депрессий	Мощности осадочного чехла	Автор, год
Континентальный блок			
1	Азия, Европа, Россия, Прикаспийский прогиб	До 20 20–25 25–27	Хаин, 1977 Карцев и др., 1986 Фоменко, 1972
2	Азия, Россия Среднекаспийская впадина Терско-Сунженский прогиб Североапшеронский прогиб	15–20 15–20	Лебедев, 1978 Лебедев, 1978
3	Азия Южнокаспийская впадина Предэльбрусский прогиб Южно-Курильский, Пехлавийский прогиб	15–20 15–20	Лебедев, 1978 Лебедев, 1978
4	Азия-Европа Черноморская впадина	12–14	Муратов, 1972

Таблица 10. Окончание

5	Европа-Африка Средиземноморская впадина Залив Сирт Левантийская впадина	12 18	Емельянов и др., 1979 Емельянов и др., 1979
6	Азия, Россия Западно-Сибирская платформа	16–26	Айзенштадт и др., 1988
7	Азия, Сибирская платформа Верхоянский прогиб Кемпендйская впадина Мунхинская впадина Линденская впадина Мархинская впадина	До 15 ~14 9 7	Мокшинцев и др., 1968 Мокшинцев и др., 1968 Мокшинцев и др., 1968 Мокшинцев и др., 1968
8	Азия, Месопотамская впадина, Персидский залив	10-16	Лебедев, 1978
9	Северная Америка Впадина Голф Кост и при- легающие части Мексикан- ского залива	12–16 18–18,5	Леворсен, 1970 Конюхов, 2008
10	Южная Америка Впадина Параны	16	Айзенштадт и др., 1988
Океанический сектор			
11	Южная Америка, р. Амазонка Амазонская впадина Впадина Марагну	10 6	Лисицын, 1968 Лисицын, 1968
12	Азия р. Ганг-Брамапутра	16	Лисицын, 1968
13	Африка р. Нил р. Нигер р. Конго	10 9–12 6	Хаин, 1971 Хаин, 1971 Хаин, 1971

Общее представление о порядке термобарических величин на глубинах осадочно-породных бассейнов дает таблица 11, на которой показаны соотношения между величинами средних значений T , P и глубинами погружения осадочных толщ. Ясно, что с учетом особенностей геологического строения и тектоники конкретных районов, вариации эндогенных тепловых потоков (Я.Б. Смирнов [1967]), экзотермических эффектов в глинистых толщах (Л.А. Назаркин [1979]), и ряда других факторов, соотношения между глубиной погружения, температурой и геостатическим давлением будут варьировать в довольно широких пределах. Тем не менее, как нам кажется, существует возможность (см. табл. 11), в общих чертах судить о фазовом состоя-

Таблица 11. Изменение физико-химических параметров (Т и Р) осадочных отложений стратисферы с глубиной

Глубина впадины, км	Средняя температура, °С	Геостатическое давление, атм
1	30	270
2	60	5430
3	90	810
4	120	1080
5	150	1350
6	180	1620
7	210	1890
8	240	2160
9	270	2430
10	300	2700
11	330	2970
12	360	3240
13	380	3510
14	430	3780
15	450	4050
16	480	4320
17	510	4590
18	540	4860
19	570	5130
20	600	5400
21	630	5670
22	660	5840
23	690	6210
24	720	6480
25	760	6750
26	780	7080
27	810	7290
28	840	7560
29	870	7830
30	900	8100

Рис. 20. Катагенетические преобразования глинистых минералов в разрезах Предкавказья

а) мезозойско-кайнозойские отложения на р. Сулак (Восточное Предкавказье); б) кайнозойские отложения сверхглубокой скважины на Кубани (Западное Предкавказье). Литологический состав отложений: 1 – конгломераты, 2 – песчаники, 3 – глины, 4 – мергели, 5 – известняки и доломиты, 6 – конкреции; состав глинистых минералов: 7 – хлорит и каолинит, 8 – гидрослюда модификации Md, 9 – смешанослойные образования, 10 – гидрослюда $2M_1 > 1M$, 11 – смектит



нии главных факторов катагенетических преобразований – воды и органического вещества.

При погружении в область высоких температур и давлений глинистые толщи по-разному реагируют на изменение обстановки. Для выяснения этого нами были исследованы полные геологические разрезы, охватывающие стратиграфический интервал от юры и мела и вплоть до квартера: один из них представлял Восточно-Предкавказский нефтегазоносный бассейн и был описан на р. Сулак, а другой, характеризующий Западно-Кубанский бассейн, был исследован по керновому материалу Кубанской сверхглубокой скважины (СГК-1 и СГК-2). Их более подробное описание читатель найдет в монографии В.Н. Холодова [1983, 2006], в статьях В.Н. Холодова и Р.И. Недумова [2001_{1,2}].

Стратиграфическую и литологическую характеристики изученных разрезов можно видеть на рис. 20а, б; значительная мощность позволяет думать, что они дают представление о погружении толщ на 5500 м вглубь стратисферы.

Разрезы систематически опробованы (140 индивидуальных образцов).

В лаборатории физических методов изучения породообразующих минералов ГИН РАН (руководитель В.А. Дриц) с помощью дифрактометрических методов были исследованы соотношения глинистых минералов в 140 образцах глинистых пород (номер и относительное расположение показаны на рис. 20а, б). Оказалось, что в глинистых толщах Предкавказья сверху вниз выделяются три зоны.

1) Зона широкого распространения смектита в сочетании с гидрослюдой модификации Md, хлорита и каолинита; в сулакском разрезе она прослеживается до глубины в 3.7 км, в Кубанском – до 3.0 км.

2) Зона резкого уменьшения содержания смектита и распространения смешанослойных структур; эта переходная зона в разрезе на р. Сулак имеет мощность 0.5 км, а в Кубанском – 0.4–0.5 км.

В различных районах мира эта переходная зона была описана в работах Дж. Берста [Burst, 1969], Е. Перри и Дж. Хауэра [Perry, Hower,

а

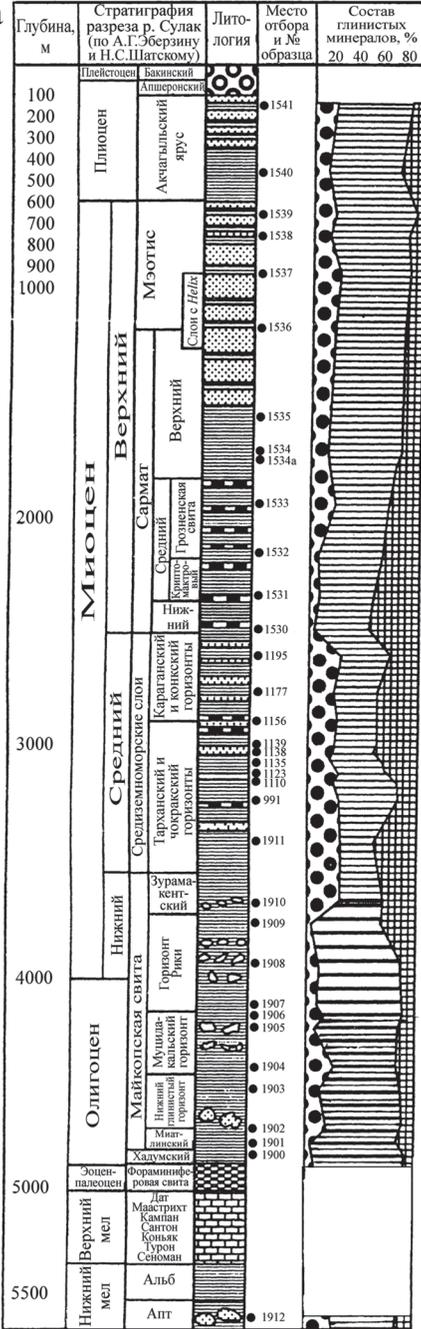


Рис. 21. Распределение органического углерода в разрезе р. Сулак
Условные обозначения см. на рис. 20

1972], К. Магара [Magara, 1968], Х. Хермана, Х. Рикки и Дж. Чилингарян [Herman et al, 1974], В.А. Дрица и А.Г. Коссовской [1990] и др.

3) Зона существенного уплотнения и кливажирования глин, в которых повсеместно проявляется сланцеватость и развиты гидрослюды модификации $2M_1 > 1M$.

В целом не вызывает сомнения то обстоятельство, что погружение отложений этих разрезов в область высоких T и P привело к уплотнению и развитию процессов гидрослюдизации.

Закономерности поведения рассеянного органического вещества при погружении, определялись при проведении химических исследований в отобранных образцах в соответствующей лаборатории ГИН РАН (аналитики – Е.В. Шурыгина и Н.Л. Калашникова). Результаты определения $C_{\text{орг}}$ в глинах Сулакского разреза показаны на рис. 21.

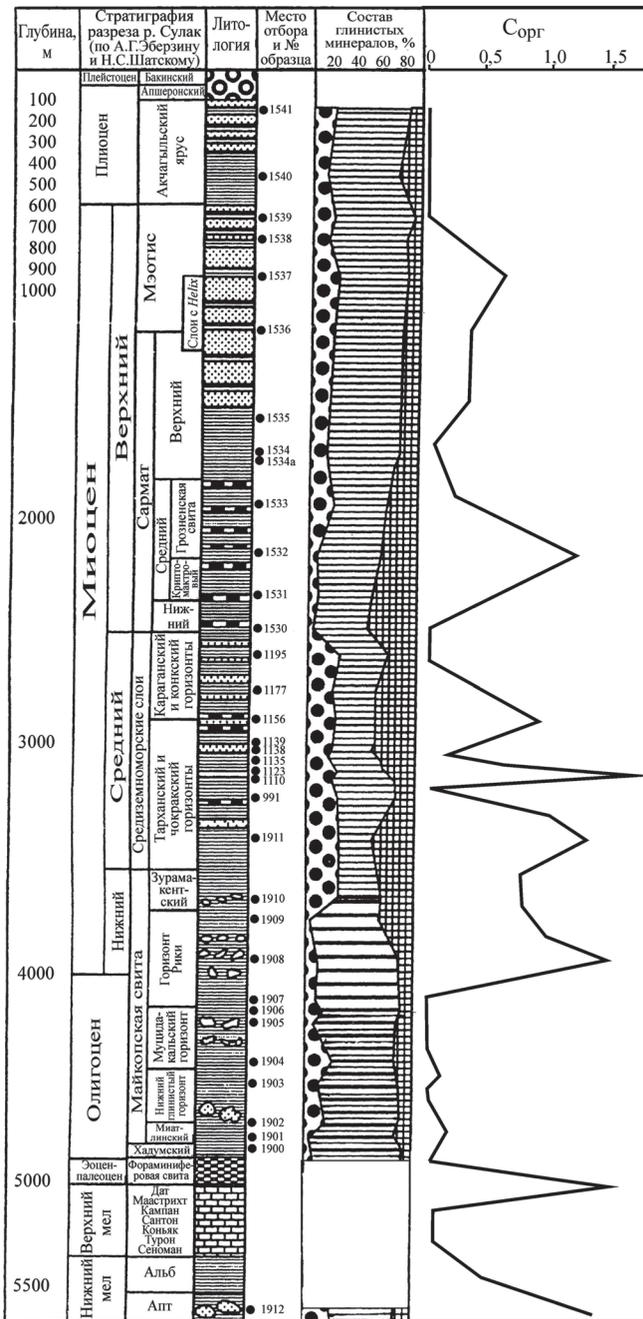
Очевидно, что содержание $C_{\text{орг}}$ колеблется в очень широких пределах, изменяясь от 0.1 и до 1.5%; что в пересчете на абсолютную массу приводит к вариациям от 0.00 до 230 кг/м³. Близкие значения абсолютных масс органического вещества для того же района приводит А.Д. Архангельский [1927].

В целом в разрезе выделяются три интервала с заметно повышенным содержанием ОВ. Нижний интервал соответствует фораминиферовой свите и хадумскому горизонту (эоцен – палеоцен). Средний максимум отвечает горизонту Рики (верхний майкоп) и отложениям тархана, чокрака и карагана (средний миоцен). Этот интервал отличается сложной конфигурацией кривых и склонен распадаться на несколько максимумов.

Наконец, верхний горизонт высоких концентраций ОВ соответствует новогрозненским отложениям сармата. Во всех трех случаях отложения представлены черными тонкослоистыми глинами, чрезвычайно близкими по фациально-петрографическим признакам.

Согласно построениям А.Д. Архангельского [1927], Н.Б. Вассоевича [1960] и многих других геологов-нефтяников, именно средний максимум (тархан, чокрак и караган) соответствует главным нефтегазогенерирующим интервалам – Главной фазе нефтеобразования (ГФН) и Главной фазе газообразования (ГФГ).

Возвращаясь к анализу диаграммы изменения состава глинистых минералов, представленной на рис. 20, необходимо отметить, что в глинистых толщах Предкавказья четко выделяются две зоны. Верхняя зона представлена пластичными пористыми глинами, с высоким содержанием монтмориллонита. Вторичные преобразования ОВ в них



сравнительно невелики и сводятся к образованию газообразных CO_2 , H_2S и водорастворимого органического вещества. В нижней зоне уплотненных и квиважированных глин происходит преобразование керогена в нефть и газообразные нефтяные углеводороды. Здесь располагается Главная фаза нефтеобразования и Главная фаза газообразования (ГФН и ГФГ). Под микроскопом в глинистых породах этой зоны наблюдается обилие трещинок, выполненных битумоидами.

Чрезвычайно важным обстоятельством является способность глин и глинистых пород накапливать органическое вещество. Эта способность хорошо видна при изучении современных осадков и является следствием сходства гранулометрической размерности глинистых минералов и остатков планктоногенного ОВ. Впервые эта особенность глинистого материала была выявлена П. Траском [Trask, 1932; 1942] и развита в более поздних работах Н.М. Страхова [1960, 1962], Д.Е. Гершановича [1974], Н.Б. Вассоевича [1962], Е.А. Романкевича [1977], В.Н. Холодова и Р.И. Недумова [1981] и др.

Максимальное количество органического вещества в современных осадках Берингова и Норвежского морей, по данным Д.Е. Гершановича с соавторами [1974], достигает 10% $\text{C}_{\text{орг}}$.

В современных осадках Черного моря содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ колеблется в пределах 1.74–4.54% [Strakhov et al., 1954], тогда как в черных древнечерноморских илах иногда достигает 20.32% [Митропольский и др., 1982].

В чокракско-караганских глинах Восточного Предкавказья содержание $\text{C}_{\text{орг}}$ изменяется от 0.11 до 2.33%, при максимальных содержаниях в черных сланцеподобных разностях [Холодов, 1983].

Захороненное органическое вещество очень быстро реагирует на изменения температуры. Это в первую очередь относится к углям и угленосным отложениям. Так, например, на карте углей Донбасса, составленной Е.О. Погребницким [1959] хорошо видно, что в наименее погруженной части этой геологической структуры, где господствуют низкие температуры, распространены бурые угли, тогда как в области глубокого погружения и господства высоких температур развиты антрациты.

Как показано в работах М. и Р. Тайхмюллер [1997], а также И.И. Амосова и В.И. Горшкова [1997], отражательная способность витринита (одного из ведущих мацералов углей) тесно связана со степенью метаморфизма углей, и ее величина отражает стадию катагенетических преобразований вмещающих пород, как это показано в таблице 12.

Преобразования рассеянного органического вещества глин по мере погружения слоев вглубь недр осадочно-породного бассейна показаны на рис. 22. В левой части графика приведена шкала катагенеза, привязанная к глубинам погружения глинистых отложений Восточ-

Таблица 12. Соотношение стадий углеобразования и величин отражательной способности витринита в глинистых отложениях

Стадии углеобразования	Величина коэффициента отражательной способности (Ro)	Стадии катагенеза по Н.Б. Вассоевичу и др. [1975]		Температуры, С°
		Протокатагенез	ПК ₁ -ПК ₃	
Бурые (Б)	<0.3–0.5	Протокатагенез	ПК ₁ -ПК ₃	90–100
Длиннопламенные (Д)	0.50–0.65	Мезокатагенез	МК ₁	100–220
Газовая (Г)	0.65–0.85		МК ₂	
Жирные (Ж)	0.85–1.15		МК ₃	
Коксовые (К)	1.15–1.55		МК ₄	
Отощенно-спекающиеся (ОС)	1.55–2.00		МК ₅	
Тощие (Т)	2.00–2.50	Апокатагенез	Т	220–300
Полуантрациты (ПА)	2.50–3.50		ПА	
Антрациты (А)	3.50–11.00		А	

ного Предкавказья. Правее располагается диаграмма преобразования РОВ, построенная по данным работ С.Г. Неручева, А.А. Трофимука и Е.А. Рогозиной [1976], исследовавших огромное количество скважин Западной Сибири и Предкавказья. В этих работах, на основе изучения элементного и компонентного состава РОВ, были рассчитаны балансовые соотношения и показана последовательность преобразования РОВ глин при их погружении вглубь стратисферы.

В результате удалось выделить остаточную (на диаграмме рис. 22 обозначена черным цветом) и новообразованную части в составе ОВ (последняя обозначена штриховкой, а также поясняющими значками и стрелками).

Прежде всего, следует отметить, что количество остаточного РОВ, которое в придонных осадках оценивается в 100%, при погружении на глубину 7 км уменьшается до 17%. При этом остаточная часть РОВ трансформируется следующим образом.

На стадии диагенеза, в результате микробиологических процессов и химического взаимодействия с иловыми водами, жиры, белки и углеводы, разлагаясь, дают сахараиды и органические кислоты (гуминовые, фульвокислоты и др.). Ниже, на глубинах 2.5–3.0 км, в них формируется кероген, молекулы которого имеют сложный трехмерный углеводородный каркас, состоящий из поликонденсированных ароматических ядер,

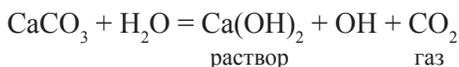
а алифатические мостики соединяют их с более простыми циклановыми и алкановыми структурами. При термоллизе молекулы керогена распадаются, что приводит к образованию жидких нефтей и газообразных углеводородов. При этом кероген обогащается углеродом, давая начало антраксолитовым и шунгитовым образованиям.

Преобразования керогена в нефть реализуются на глубинах 2.5–3.8 км (Главная фаза нефтеобразования – ГФН), а массовое газообразование соответствует интервалу 3.8–5.0 км.

Справа от колонки остаточного ОВ на рис. 22 стрелками показаны компоненты, выделяющиеся из органического вещества в процессах его преобразования; к сожалению, их точные количественные соотношения по данным С.Г. Неручева и др. [1976] рассчитать не удалось.

В центральной части графика приводится схема преобразования пористости глинистых пород по мере их погружения на разные глубины породного бассейна. Как показано в работах Н.Б. Вассоевича [1960], а также Х. Хедберга, Дж. Уэллера; В.М. Тихомирова; Х. Хермана, Х. Рикки, и Дж. Чилингаряна, в верхней части разреза пористость и проницаемость глин сокращается от 40–50% до 1.8–2.0%; примерно с глубины 2.5–3.0 разрезы слагаются плотными сланцеподобными разностями глин, полностью потерявшими свою пластичность. Здесь на смену пористости приходят кливаж и трещиноватость.

Правее диаграммы пористости (см. рис. 22) показана предполагаемая схема поведения карбонатов в зоне пластических и пористых глин. Как показали эксперименты И.Г. Киссина и С.И. Пахомова [1967, 1969], при температурах поровых растворов выше 80°C происходит гидролиз карбонатов, реализующийся по схеме:



В результате пластовые воды обогащаются растворенными СаО и MgO, а также углекислотой; потери последней при дегазации раствора приводят к вторичной карбонатизации проницаемых вмещающих пород.

Флюидодинамическая зональность стратисферы

Процессы, происходящие в нефтегазоносных породных бассейнах, трудно понять, если не учитывать главные закономерности флюидодинамики в стратисфере.

Впервые проблема гидродинамической зональности стратисферы была освещена в работах Б.Л. Личкова [1931, 1960]. Этот исследователь

выделил зону отложений, лежащих выше местного эрозионного среза и подчеркнул специфику ее гидродинамики, тесно связанную с развитием рельефа и климата региона.

Более сложную картину гидродинамической зональности разработал Ф.А. Макаренко [1948, 1966]; опираясь на представления о базе эрозии континентов и океанов, он предложил выделять три зоны подземного стока – зону интенсивного стока, зону относительно замедленного стока и зону замедленного водообмена.

В качестве рубежа, сверху ограничивающего зону замедленного водообмена, Ф.А. Макаренко взял изобату 2000 м в океане; по ней, по мнению автора, контактируют океаническая и континентальная кора.

Отметки уровня Мирового океана сверху ограничивают область относительно замедленного подземного стока.

Наконец, современный рельеф поверхности Земли, расчлененный речной сетью на блоки, характеризуется развитием нисходящих вод и максимальной величиной подземного стока.

Необходимо отметить, что сама идея выделения трех разных гидродинамических зон, разработанная в трудах Б.Л. Личкова и Ф.А. Макаренко, а позднее принятая на вооружение В.П. Зверевым с соавторами [1974] и рядом современных гидрогеологов, несомненно, прогрессивна. Однако вряд ли правильно границу глубоких зон связывать с рубежом континентальной и океанической коры.

Нам представляется, что в отличие от границы континентального стока, рубежи зон сравнительно активного и затрудненного водообмена определяются изменением пористости и проницаемости глинистого материала, слагающего стратисферу.

Общая схема предполагаемой флюидодинамики стратисферы изображена в таблице 13. На ней хорошо видно, что самая верхняя зона активного водообмена тесно связана с атмосферой, рельефом и климатом исследуемых регионов, и в сущности представляет собой арену вертикального просачивания болотных, почвенных, грунтовых и артезианских инфильтрационных вод сквозь рыхлые близповерхностные осадки. В горах и предгорьях ее мощность достигает 1.5–2.0 км, тогда как на равнинах она уменьшается до 0.5 км. Нижней границей первой зоны служит уровень вод океана и краевых морей; в сущности, эта зона представляет собой область подземного стока континентов, формальная геохимическая характеристик которой дана в ряде работ В.П. Зверева с соавторами [Зверев и др., 1974; Зверев, 2011, 2013] и др. В гумидных регионах инфильтрационные воды первой зоны слабо подкислены органическими кислотами биосферы, в аридных областях они подщелочены и содержат повышенное количество карбонатов. И те, и другие воды обогащены кислородом [Холодов, 2018].

Таблица 13. Интенсивность водообмена и флюидодинамика в породах стратисферы

Зоны флюидообмена	Генетические типы вод (флюидов)	Глубина зоны, км	Причины флюидодинамики	Главный механизм явления
1. Активного флюидообмена или подземного стока	1. Болотные воды 2. Почвенные 3. Грунтовые 4. Напорные (артезианские) инфильтрационные) 5. Кор выветривания	Горы и предгорья – 1.5 равнины – 0.5	Климат региона, рельеф района тектонические движения и орошения выпадение осадков	«Промывной» гипергенез или инфильтрационные воды
2. Сравнительно активного флюида, водообмена при активном участии сокращения пористости глин	Пластовые воды, жидкая и газообразная фазы углеводородов (нефть, метан, пропан и др., углекислота)	0.5–2.5–3.0	Уплотнение или разуплотнение глинистых толщ, формирование АВПД или АНПД в коллекторах	Образование тандема компрессор-приемник
3. Затрудненного флюидообмена	Газовая фаза воды, концентрация водорода и кислорода, жидкие и газообразные углеводороды	2.5–3.0 до трех десятков	Фазовые преобразования воды и органического вещества, образование СВД	Увеличение объема фазы в условиях замкнутой физико-химической системы

Существенно отличается флюидодинамика нижележащей зоны сравнительно активного обмена. В ней важную роль начинает играть уплотнение и уменьшение пористости пластических глин, погружающихся в область высоких температур и давлений (рис. 23). Из них отжимаются седиментационные воды и воды инфильтрационных процессов, которые затем поступают в пласты-коллекторы. Таким образом, здесь формируется тандем пород: пластические глины играют роль компрессора, тогда как жесткие коллектора выступают в роли трубопроводов (приемников).

Исследования американских ученых [Flores, 1967; Breeze, 1970; Fertl, 1976] на примере нефтеносной свиты Морроу (штат Оклахома,

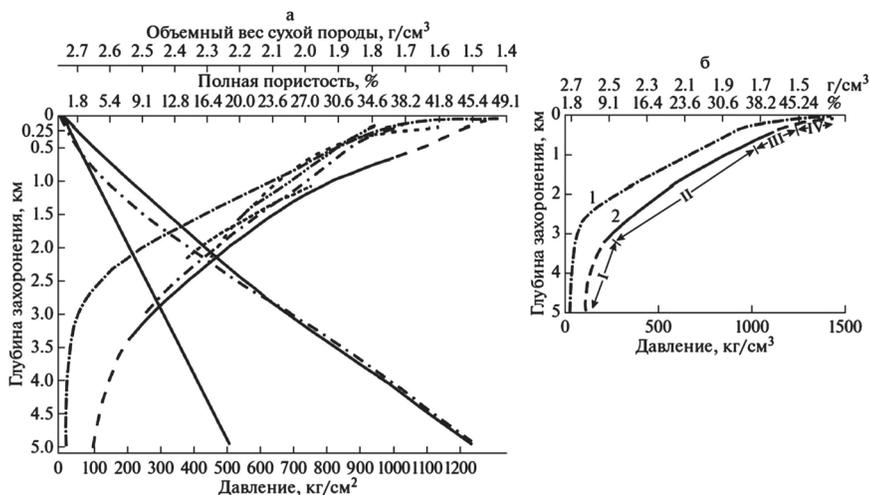


Рис. 23. Процессы уплотнения глин при погружении осадочных отложений в глубокие части стратиферы

а – диаграмма изменения пористости и объемного веса глин в зависимости от глубины погружения и роста геостатического давления [Вассоевич, 1960]; б – изменение пористости и плотности глинистых осадков [Негман et al., 1974]

США) показали, что существует и другая зависимость – тектоническое поднятие глинистых толщ вызывает увеличение их пористости, и они начинают относиться к коллекторам, действуя как вакуумный насос.

В конечном счете, в системе коллекторов возникают центры аномально высоких и аномально низких давлений (АВПД и АНПД) и осуществляются аномальные перетоки вод.

К сказанному следует добавить, что из нижележащей зоны, где рождаются жидкие и газообразные углеводороды, под большим давлением по разломам и трещинам в зону сравнительно слабого флюидообмена поступает значительное количество нефти и газа. Жидкая и газовая фазы углеводородов включаются в латеральную миграцию пластовых вод, накапливаются в разнообразных ловушках и формируют нефтяные и газовые месторождения.

Нижняя граница зоны слабого флюидообмена соответствует уменьшению полной пористости глин до значений 1.8–2.0%; такое уплотнение обычно наблюдается на глубинах 2.5–3.0 км. Очень часто именно в этом интервале глубин располагается зона гидрослюдизации смектитов [Холодов, 1983; Холодов, Недумов, 2001_{1,2}; Холодов, 2006, 2018].

Нижележащая зона затрудненного флюидообмена характеризуется полным уплотнением пластических глин; по существу, на рубеже 2.5–

3.0 км поровая проницаемость исчезает, и открытая физико-химическая система переходит в закрытую. Единственными путями миграции флюидов становятся зоны трещиноватости.

Общеизвестно, что в отличие от открытой системы, в условиях закрытости реализуется принцип Ле-Шателье: если изменить одно из условий при которых система находится в состоянии химического равновесия, например, температуру, давление или концентрацию, то равновесие смещается в направлении той реакции, которая противодействует произведенному изменению.

Иначе говоря, в системе глин, находящихся под огромным геостатическим давлением (на глубине 3.0 км – 840 атм., на глубине 10 км – 2700 атм., на глубине 15 км – 4050 атм.), любое фазовое превращение с увеличением объема компонента будет направлено на создание компенсирующего избыточного давления. Между тем, как было показано нами ранее, погружение в область высоких температур приводит к фазовому изменению состояния и объема фаз воды и органического вещества.

Общеизвестно, что при температуре 100°C (погружение пластов на 3.5 км) вода из жидкой фазы превращается в пар. Однако высокие давления на этой глубине, по мнению ряда гидрогеологов [Ильин, 1974; Кононов, 1983; Зверев, 2013], приводят к возникновению уплотненного флюида сиботаксической структуры; здесь вода состоит из мономерных молекул с разорванными водородными связями [Штернберг, 1962]. Плотность жидкой фазы воды равна 1.0–1.5 г/см³, тогда как плотность воды с сиботаксической структурой – 1.0–0.3 г/см³. Сиботаксический флюид распространен до глубин 20–22 км; глубже начинается распад молекул воды на газы – водород и кислород.

Не менее явную трансформацию испытывает рассеянное в глинах органическое вещество (РОВ). На первых этапах погружения термоллиз и термокатализ преобразуют органику в молекулы керогена, а затем на глубине 3–4 км, в Главную фазу нефтеобразования он превращается в жидкую фазу углеводородов (нефть), а на глубине 4–5 км – в газообразную фазу тех же компонентов [Вассоевич, 1958; 1967; Вассоевич и др., 1969; Трофимук, Конторович, 1965; Холодов, 1983; Холодов и др., 2006]. В результате фазовых превращений плотное РОВ с удельным весом 1.8–2.0 г/см³ трансформируется в нефть, удельный вес которой колеблется от 0.83 до 0.96 г/см³ или даже в углеводородный газ (уд. вес 0.65 г/см³). Соответственно возрастают объемы органических фаз, что в условиях замкнутого пространства рождает сверхвысокое давление флюида.

В том же направлении «работает» совокупность преобразований глинистых минералов и, особенно, гидрослюдизация смектитов. Суть этого процесса многократно обсуждалась в литературе и связа-

на с именами M.C. Power, J.F. Burst, A.Г. Коссовская, D.S. Segonsac, K.J. Muffler, D.F. White, J.C. Moort, E.A. Perry, J. Hower, Л.А. Назаркина, В.Н. Холодова, В.А. Дрица, А.Г. Коссовской и др. Было установлено, что глинистый минерал смектит (монтмориллонит), в кристаллической решетке которого в виде ионов OH^{-1} , H^{+1} оксония и H_3O^{+1} содержится вода, при повышении температуры и давления выделяет эту кристаллизационную субстанцию и формирует вначале смешанослойный глинистый минерал, а затем – иллит (гидрослюдю).

В целом образование зоны гидрослюдизации способствует уплотнению глинистой толщи, завершая своим появлением этап существования пористых монтмориллонитовых глин и открывая новый период уплотнения или развития гидрослюдю.

Все это способствует тому, что в пределах зоны с замедленной флюидодинамикой вода и нефтяные углеводороды создают сверхвысокие давления.

Сверхдавления в замкнутой системе глинистых толщ рождают разделение и разобщение многих компонентов; по интенсивности фазовой дифференциации зона затрудненного флюидообмена, несомненно, превосходит все остальные зоны флюидодинамики стратиферы.

Фазовая дифференциация в пределах выделенных флюидодинамических зон стратиферы

Зона активного флюидообмена. В гидрогеологии зона активного флюидообмена полностью соответствует понятию подземный сток. Под подземным стоком обычно понимаются процессы постоянного перемещения гравитационных подземных вод, заключенных в горных породах верхней части земной коры (стратиферы), от областей питания к областям разгрузки.

Подземный сток исследовался в работах Ф.П. Саваренского, Ф.А. Макаренко, О.А. Алекина и Л.В. Бражниковой, А.В. Шербакова, В.П. Зверева и др. Гидрогеологи изучали общий массоперенос вещества, формы миграции химических элементов, особенности поведения Ca , Mg , K+Na , HCO_3^- , SO_4^{2-} , Cl в разных ландшафтных тектонических обстановках, изменения состава подземного стока на разных континентах и в различных климатических обстановках.

К сожалению, такая общая характеристика подземного стока не дает возможности судить о фазовой дифференциации флюидов, химических элементов и аутигенных минералов; эта проблема требует комплексного подхода, который мог бы объединить усилия гидрогеологов, минералогов, геохимиков, литологов, тектонистов и разработчиков.

Такие исследования выполнялись при изучении инфильтрационных эпигенетических ураново-редкометалльных месторождений в различных районах Средней Азии.

Наиболее ярко инфильтрационные процессы проявились в пределах Шакоптарского урано-редкометалльного месторождения, расположенного в Северной Фергане (Узбекистан); здесь рудоносными являются палеогеновые карбонато-глинистые отложения алайского яруса [Холодов и др., 1961]. Представление о геологическом строении этого объекта дает рис. 24, на котором изображен профиль, ориентированный с севера (наиболее приподнятый участок региона) на юг (гипсометрически пониженная часть района). Ураново-редкометалльное оруденение приурочено к карбонатному комплексу горизонта «I», по номенклатуре О.С. Вялова (1948). На севере этот карбонатный пласт выведен на дневную поверхность, в центральной части он смят в антиклинальную складку, к которой приурочено скопление нефтяных углеводородов, а на юге он вскрыт долиной горной реки, в пределах которой установлены восходящие источники вод. Район месторождения был комплексно исследован геологами-рудниками. Рудная залежь была вскрыта горными выработками; северный и южный фланги месторождения исследованы с помощью многочисленных гидрогеологических скважин; нефтяное рудопроявление на площади оконтурено разведочным бурением; кроме того, в горных выработках были собраны многочисленные разрезы, позволяющие воссоздать формы рудных тел, их геохимию и минералогию.

Весь этот огромный фактический материал позволяет представить себе процесс рудогенеза в следующем виде. В северной, наиболее приподнятой части района, располагалась область питания; здесь в рудоносные отложения вторгались вадозные воды, обогащенные кислородом и растворенными сульфатами. Взаимодействуя с вмещающими породами, эти воды окисляли рассеянное в карбонатах железо, первоначально находившееся здесь в форме сульфидов, переводили рассеянное органическое вещество в уголекислоту и формировали в верхней части пласта своеобразную зону окисления. Здесь же рассеянные минералы слабо подвижного четырехвалентного урана переводились в шестивалентную подвижную форму, растворялись в водах и вместе с ними перемещались в сторону нефтяной залежи.

Более сложные процессы происходят вблизи водонефтяного контакта, где формируется восстановительная среда и распространено большое количество разнообразных бактерий. Как показал А.К. Лисицин [1975], здесь концентрируются сульфатообразующие бактерии, денитрификаторы, тионовые и водородообразующие организмы. Здесь восстанавливаются рудные металлы – уран, железо, селен, молибден,

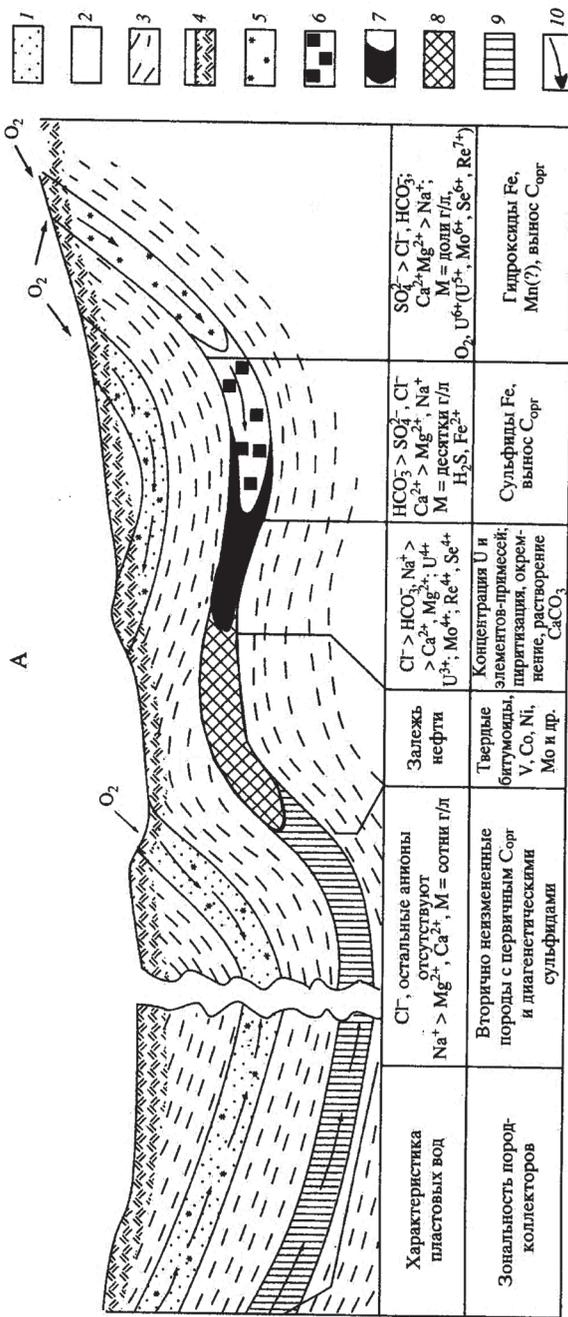


Рис. 24. Схема формирования инфильтрационного урано-редкометалльного месторождения (Шакаптар, Фергана)
 1, 2 – коллектор: 1 – песчаный, 2 – карбонатный, 3 – глинистые покровы; 4 – почва; 5 – гидроксиды железа; 6 – сульфиды железа; 7 – урано-редкометалльный «ролл»; 8 – нефтяная залежь; 9 – первично неизменные породы; 10 – направление движения вадозных вод, обогащенных кислородом

ванадий и др. Все они осаждаются в поровом пространстве вмещающих пород и образуют своеобразную оторочку рудных скоплений вокруг нефтяных залежей.

Новообразованные рудные тела в разрезе имеют форму полумесяца, с выпуклой стороной, обращенной по падению рудовмещающих толщ, и «рогами», направленными по восстанию. Такую форму рудных скоплений американские исследователи называют «роллами».

Характерно, что одновременно с рудообразованием изменяется состав вод – резко уменьшается количество сульфатов и возрастает роль хлоридов. Само собой разумеется, что вблизи водонефтяного контакта заметно падает количество растворенного в водах кислорода. Ниже нефтяной залежи распространена восстановительная среда с характерными хлоридными водами.

Таким образом, как это хорошо видно на рис. 24., инфильтрующиеся в карбонатные толщи воды осуществляют процессы концентрации и дифференциации рудных компонентов в формирующийся редкометальной залежи.

Следует отметить, по данным Л.С. Евсеевой и др. [1974] и Е.М. Шмариовича [Максимова, Шмариович, 1993], что рудные тела многих инфильтрационных ураново-редкометальных месторождений минералогически и геохимически весьма неоднородны. Кроме урана в них накапливаются селен, молибден, рений, ванадий, скандий, редкие земли и ряд других металлов.

При изучении рудных роллов в меловых отложениях Восточной Туркмении была установлена минералогическая зональность, изображенная на рис. 25. На графике хорошо видно, что в минералогическом строении ролла наблюдается отчетливо выраженная зональность, отвечающая последовательности формирования твердых фаз при их осаждении из инфильтрационных вод.

При этом вблизи зоны окисления концентрируется урановое оруденение, глубже в направлении восстановительной зоны – селеновая минерализация, а еще глубже располагается молибденовая зона. В целом, подобные сложные тела отражают интенсивную фазовую дифференциацию, происходящую в области инфильтрации вод.

Зона сравнительно активного флюидообмена. Эта зона располагается ниже уровня подземного стока и прослеживается до глубины 2.5–3.0 км. В отличие от вышележащей зоны, где преобладает вертикальное перемещение вод, зона сравнительно активного флюидообмена характеризуется преимущественно латеральным перемещением флюидов, перетекающих согласно слоистости осадочных толщ.

Кроме того, характерно, что в этой зоне часто смешиваются подземные воды с жидкой нефтью и углеводородными газами; нефтяные

Зональность	Зона пластового окисления	Зона уранонакопления	Эпигенетически
	Подзона полного окисления	Подзона неполного окисления	неокисленные без-рудные породы
Направление движения пластовых вод			
Наложённая минерализация		Se самородный	U(Fe) черни, настурит, уран
			Mq(U,Fe) кардицит
Форма железа	Fe ₂ O ₃ ·nH ₂ O гетит, гидрогетит		FeS ₂ пирит, марказит



Рис. 25. Схема распределения урановой, селеновой и молибденовой минерализации в ураново-редкометалльных месторождениях инфильтрационного типа [Каширцева, Тростянский, 1968]

1 – граница выклинивания зоны пластового окисления; 2 – граница распространения селеновой минерализации; 3 – граница распространения молибденовой минерализации; 4 – зона пластового окисления; 5 – зона уранонакопления; 6 – селеновая минерализация; 7 – молибденовая минерализация

компоненты поступают из нижележащей зоны, где они продуцируются в ГФН и ГФГ; поставщиками флюидов являются зоны трещиноватости и разломы.

Главным процессом, управляющим флюидодинамикой зоны, является уплотнение пластичных глин по мере их погружения в область высоких давлений и температур. Закономерности этого процесса были исследованы в работах L.K. Athy, H.D. Hedberg, Дж.М. Уэллера, Н.Б. Вассоевича, Э.А. Прозоровича, Ю.В. Мухина, Ю.В. Нестерова, Л.А. Назаркина и многих других исследователей. В предыдущих разделах работы мы уже касались этой проблемы, здесь же следует подчеркнуть, что, как следует из рассмотрения рис. 23, пористость глин в зоне сравнительно активного флюидообмена сокращается от 50% вблизи верхней границы этой зоны до величин 1.8–5.4% на глубине 2.5–3.0 км.

Это означает, что глины, сжимаясь, отдают в смежные породы огромное количество седиментационной и седиментационно-диагенетической воды и связанных с ней компонентов.

Следует отметить, что в интересующей нас зоне пластические глины и жесткие песчаники-коллекторы образуют своеобразный тандем, в котором глины играют роль компрессора, а коллекторы – роль рецепиентов. Воды и другие флюиды отжимаются из глин и под давлением поступают в коллекторы. В результате в глинистых толщах возникают аномально-высокие пластовые давления (АВПД), которые падают при входе флюидов в песчаники. В качестве примера несоответствия аномальных пластовых давлений в песчаниках и глинах можно привести результаты замеров порового давления в нефтяных скважинах Апшеронского полуострова (Азербайджан), показанных на рис. 26, где хорошо видно, что в глинистых толщах измеренные поровые давления всегда превышают измеренные в песчаниках. Величина АВПД всегда не очень велика и редко превышает

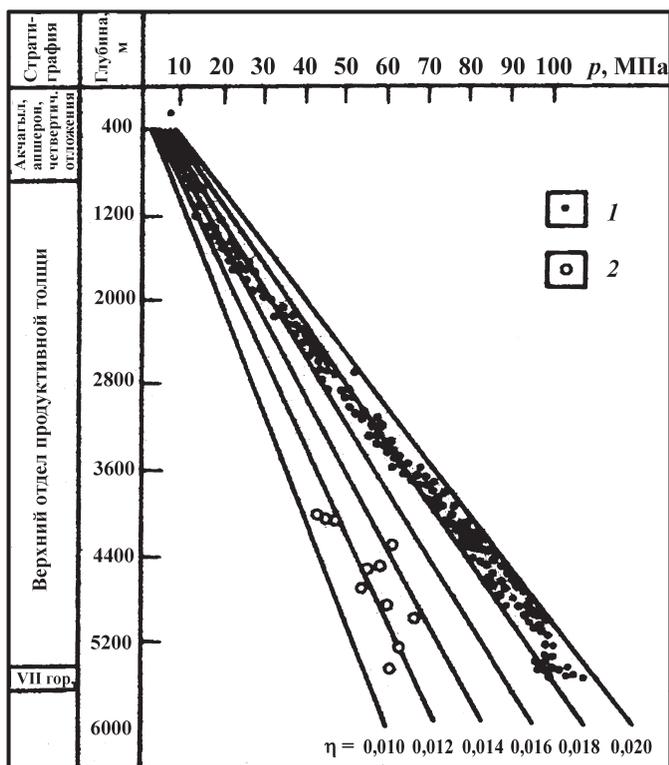


Рис. 26. Закономерности изменения АВПД в песчано-глинистых толщах Бакинского архипелага (Азербайджан)

1 – поровые давления в глинах; 2 – поровые давления в песчаниках

в 1–1.5 раза гидростатическое давление характерное для данных глубин. Гораздо реже в отложениях зоны затрудненного флюидообмена встречаются случаи образования отрицательного или пониженного давления, о котором было упомянуто в предыдущем разделе; они характеризуют области тектонических поднятий и, по-видимому, типичны для глин, не испытавших глубоких изменений.

В целом для зоны сравнительно активного флюидообмена типичны процессы отжимания воды; в связи с этим ее по праву следует называть *элизионной* зоной (*элизио* – греч. отжимание).

Состав флюидов в элизионной зоне довольно неоднороден. На значительных площадях главным мигрантом является вода, однако в пределах нефтегазоносных провинций к воде присоединяются жидкие и газообразные углеводороды, формирующиеся в нижележащих зонах Главной фазы нефтеобразования (ГФЗ) и газообразования (ГФГ). Из этих зон под большим давлением по разломам и трещинам газ и нефть попадают в вышележащую зону, и в ее пределах участвуют в латеральном перемещении вод. В сущности, весь этот процесс соответствует двум этапам миграции нефтяных углеводородов, подробно описанным А. Леворсеном [1970].

Характерной особенностью вторичного этапа, реализующегося в зоне относительно активного водообмена, является смешение жидкой и газообразной фаз углеводородов и ведущая роль воды, определяющая процесс миграции по проницаемым пластам.

Геологические процессы разного возраста создают в зоне активного водообмена разнообразные ловушки для накопления нефти и газа. Классификация таких продуктивных участков приведена в монографии И.О. Брода и Н.А. Еременко [1953]; она приводится нами на рис. 27. Несмотря на существенные различия в генезисе этих скоплений нефти и газа во многих из них довольно четко проявляется зональность в строении залежи. Обычно здесь выделяются три зоны – зона пластовых вод, зона нефтяной залежи и зона газа (газовая шапка). Их пространственные взаимоотношения показаны на рис. 28. Очевидно, что подобная зональность в распределении воды и различных фаз углеводородов может образоваться только в результате фазовой дифференциации, характерной для формирования нефтяных скоплений. Механизм этого процесса не вполне ясен.

Самое простое и распространённое объяснение связано с различиями в удельном весе дифференциатов; известно, что тяжелая вода имеет удельный вес, превышающий 1.0 г/см^3 , тогда как нефть характеризуется колебаниями $0.7\text{--}0.9 \text{ г/см}^3$, а газ и того меньше ($0.6\text{--}0.8 \text{ г/см}^3$).

Однако, более глубокие исследования миграции нефти, газа и воды показывают, что для понимания процессов разделения воды, не-

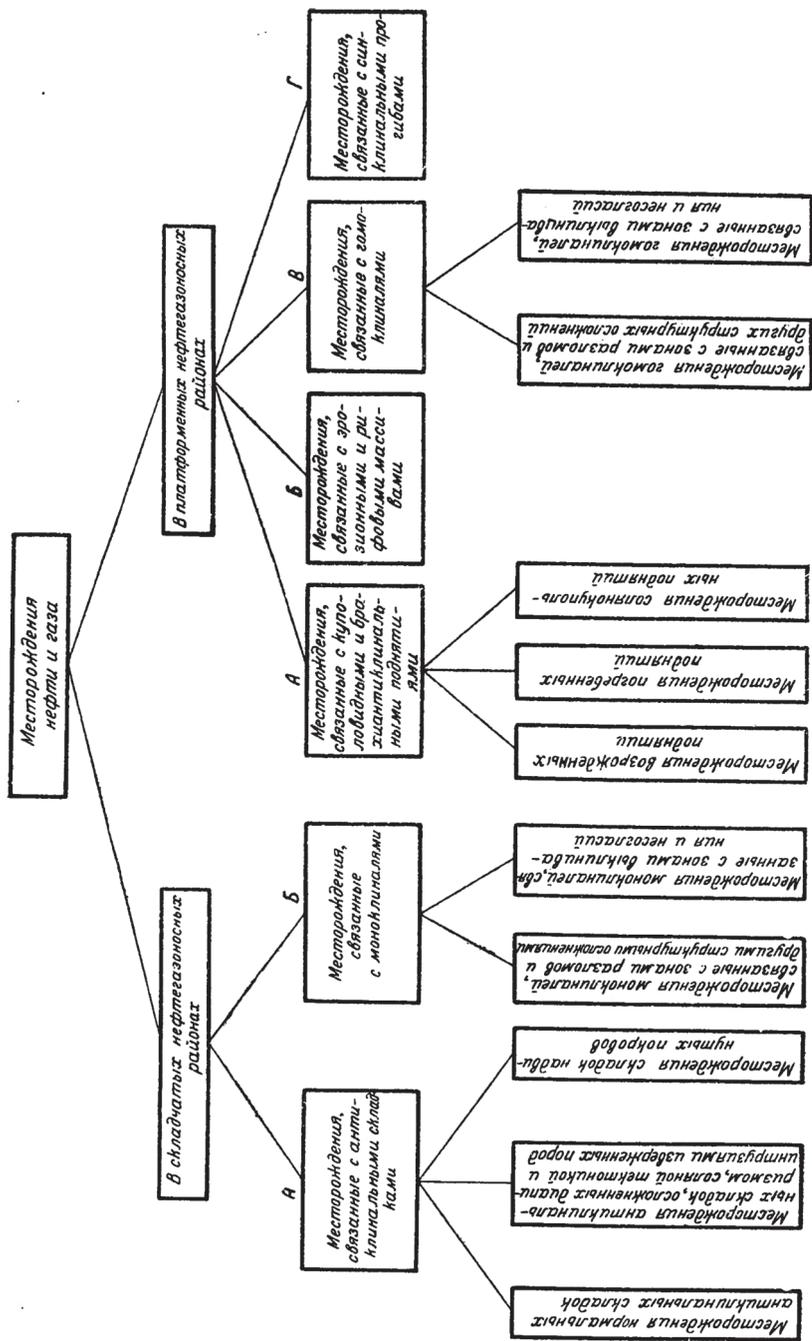


Рис. 27. Классификация месторождений нефти и газа [Брод, Еременко, 1953]

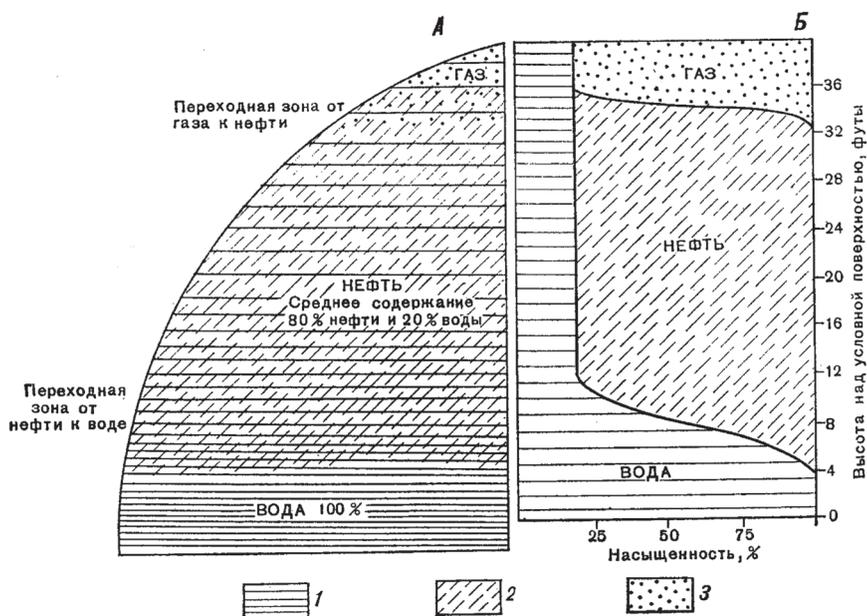


Рис. 28. Пространственные взаимоотношения воды, нефти и газа в газо-нефтяных месторождениях США [Леворсен, 1970]

А – поперечный разрез структуры; Б – насыщенность флюида; 1 – вода; 2 – нефть; 3 – газ

фти и газа следует учитывать разнообразие их химического состава и свойств, пористость и проницаемость коллекторов, интенсивность пленочных и капиллярных процессов, растворимость углеводородных газов в нефти и нефтяных углеводородов в пластовых водах, а также ряд других плохо изученных факторов [Крейчи-Граф, 1934; Леворсен, 1970; Киссин, 2015].

Таким образом, дифференциация флюидов в рассматриваемой зоне очевидна, однако ее причины и механизмы остаются неясными.

Зона затрудненного флюидообмена. Зона затрудненного флюидообмена располагается в нижней части стратисферы, на глубинах более 2.5–3.0 км. В этой зоне резко меняются пористость и проницаемость глинистых толщ, уплотнение пластических пород достигает своего максимума и, с физико-химической точки зрения, здесь формируется замкнутая система, в пределах которой фазовые превращения, связанные с увеличением объема флюидов, рождают в них сверхвысокие давления (СВД).

По своему происхождению, закономерностям распределения и разнообразию реализации СВД кардинально отличаются от АВПД, с которыми их часто смешивают геологи-нефтяники.

Образование сверхвысоких давлений флюидов (воды, нефти и газов) осуществляется в глинистых толщах на пяти различных уровнях.

Первый уровень – зона гидрослюдизации смектитов, более подробно описана нами в ряде предшествующих работ [Холодов, 1983, 2006, 2018; Холодов, Недумов, 2001_{1,2}]. Здесь кристаллизационная вода смектитов, находящаяся в твердой фазе, сменяется водой жидкой фазы, концентрирующейся по мере движения глинистых пластов сверху вниз.

Второй уровень связан с переходом жидкой фазы воды в сиботаксическую форму; он реализуется при погружении глин на глубину 3–4 км.

Третий уровень соответствует распаду сиботаксических форм на водород и кислород, т.е. полному переходу воды в газовую фазу; он реализуется на глубинах 20–22 км.

Четвертый уровень формирования СВД связан с главной фазой нефтеобразования (ГФН); она в случае присутствия обогащенных ОВ глин охватывает интервал в 4–5 км.

Пятый уровень соответствует Главной фазе газообразования и располагается на глубинах 5–6 км.

Возникающие очаги сверхвысоких давлений, представленные водой, нефтью и газами, естественно, стремятся занять участки с минимальным давлением, однако слабая проницаемость отложений всемерно препятствует этому. Слабая миграция флюидов осуществляется, главным образом, по трещинам, разломам и отчасти по раскрывающимся порам, причем осуществляется она крайне медленно (недели, месяцы и годы).

Пунктами притяжения флюидов, находящихся в области СВД, часто являются корни вертикальных разломов с их зонами трещиноватости и брекчиями перетертых пород. Они же в некоторых регионах являются корнями грязевых вулканов, а в районах развития солеродных толщ – путями перемещения соляных диапиров.

Совершенно особыми путями миграции флюидов под давлением являются слабосцементированные пески и песчаники. Дело в том, что в вышележащей зоне сравнительно активного водообмена весьма интенсивно осуществляется гидролиз карбонатных пород. Как показали эксперименты И.Г. Киссина и С.И. Пахомова [1969], при температуре 120–150°C (глубина погружения 4–5 км) карбонаты легко растворяются в водах, образуя CaO и CO₂; далее, при потере углекислоты, CaCO₃ легко выпадает в осадок и коагулирует песчаники.

Реальность этого процесса подтверждается наблюдениями Б.К. Прошлякова [1974] и Н.А. Минского [1975], которые установили, что на

уровнях погружений, соответствующих зоне сравнительно активного флюидообмена, существенно возрастает пористость карбонатных пород, а по данным Ф. Петтиджона [Петтиджон и др., 1976], стадии 3 и 4 диагенеза песчаников отмечаются развитием цементации жесткого каркаса терригенных пород.

Таким образом, погружающиеся в зону затрудненного флюидообмена песчаные слои в большинстве своем оказываются прочно сцементированы карбонатами и образуют среди уплотненных глин жесткий каркас.

Однако в отдельных случаях среди песчаных пластов встречаются и слабосцементированные, а иногда совсем не сцементированные пески.

Когда такие рыхлые образования оказываются на пути перемещающихся флюидов СВД, происходит бурное внедрение этих последних в пористую среду, за которым следует формирование песчаных пльвунов и разнообразных деформаций, а также и перемещений терригенного материала. Возникают «горизонты с включениями», кластические дайки, а также причудливые конкреции и песчаные тела необычной формы.

Более подробно особенности строения и условия образования «горизонтов с включениями» пльвунов и кластических даек описаны нами в предшествующих работах [Холодов, 1978, 1983, 1987, 2002; Холодов и др., 1995]. Здесь же отметим, что внедрение флюидов (воды с растворенными в ней карбонатами и углекислотой, а также нефтяных углеводородов в жидкой и газовой фазах) в песчаные и несцементированные участки пластов терригенных отложений приводит к образованию пльвунов и пластическим течениям песчаного материала; формируются «горизонты с включениями», широко распространенные в разрезах Восточного Предкавказья (рис. 29, I). С другой стороны, внезапное разжижение песчаников напоминает взрыв и вызывает резкие колебания пластических пород. Такие подземные толчки могут являться очагами мелкофокусных землетрясений, отражающих миграцию флюидов в зоне затрудненного флюидообмена.

Не менее действенен механизм образования кластических даек разнообразных форм, которые приводятся на рис. 29, II. От песчаных пльвунов они отличаются тем, что, заполняя трещины и тектонические разломы, они представляют собой особые своеобразные слепки деформируемых полостей, хотя между ними и «горизонтами с включениями» следуют разнообразные переходы, подтверждающие родство этих явлений.

Необходимо подчеркнуть, что внедрение разжиженной песчаной пульпы в трещины разломов или в слабо сцементированные участки

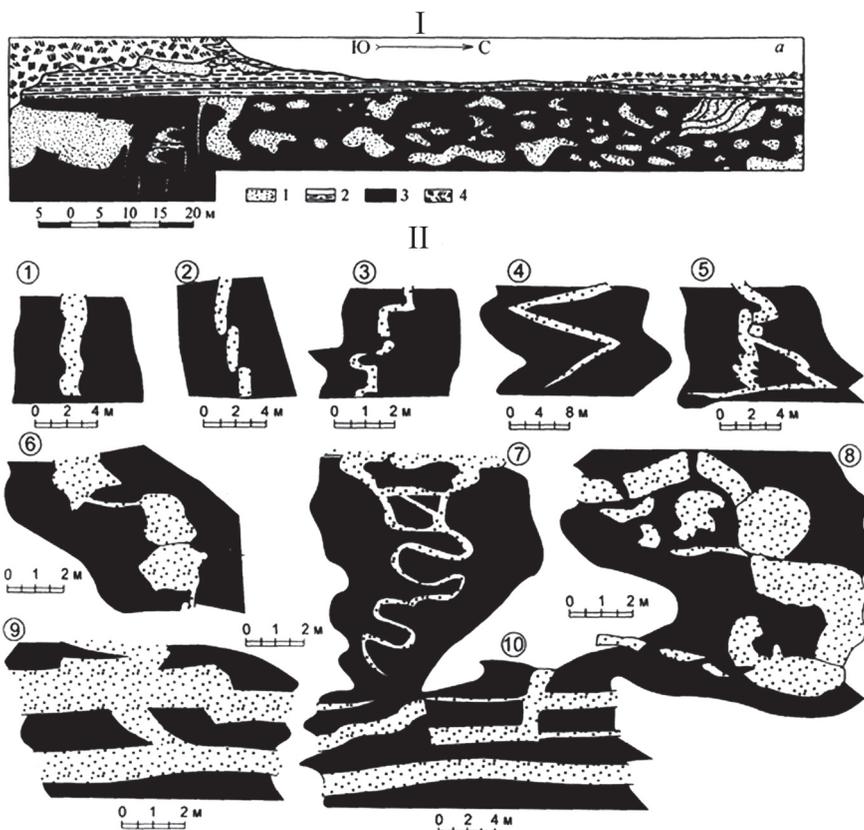


Рис. 29. «Горизонты с включениями» и кластические дайки Восточного Предкавказья

I – горизонт с включениями: 1 – песок, 2 – глина слоистая, алевролит, 3 – глина деформированная, 4 – почвенный покров; II – морфологически различные типы песчаных даек: 1 – вертикальные, 2, 3 – колеччатые, 4 – зетообразные, 5 – треугольные, 6 – глыбовые, 7 – змеевидные, 8 – переходы к горизонтам с включениями, 9, 10 – дайки-просечки

песчаников напоминает выстрел из пушки и также может служить эпицентром мелкофокусного землетрясения. Последующее, но местное падение давлений во внутренней части дайки влечет за собой интенсивную карбонатизацию и создает тело, напоминающее гипсовый слепок. Не вызывает сомнения, что все эти явления представляют собой следы миграции СВД, стремящихся перераспределиться и попасть в область минимальных давлений, которые обычно находятся в корневых частях крупных вертикальных разломов.

Рис. 30. Грязевые вулканы Керченско-Таманской и Азербайджанской провинции

А – схема строения обычного грязевого вулкана. I – зона активного флюидообмена; II – зона сравнительного активного водообмена; III – зона затрудненного водообмена: 1 – песчаники; 2 – глины; 3 – грязебрекчии; 4 – жерловые образования грязевых вулканов, формирующиеся вдоль зон трещиноватости и разломов; 5 – песчаные пльвуны; 6 – сальзы и грифоны, поставляющие на поверхность воду, битумоиды и газы; 7 – область аномально высоких (сверхвысоких) поровых давлений; 8 – скопления углеводородов (битумоиды, нефть, газ)

Б – морфогенетические типы грязевых вулканов Крыма, Кавказа и Западной Туркмении. I – диапиры: а – глинистый, б – песчаный, в – конгломерато-глыбовый; II – конусовидные постройки из покровов грязебрекчии; III – вулканы, образующие полужидкий покров; IV – провал грязевулканической постройки: г – вдавленная синклиналь, д – кратерное озеро. 1 – разжиженная глина, 2 – глинистая грязебрекчия, 3 – песчаник, деформированный процессами течения, 4 – обломки и глыбы песчаника, 5 – свежие грязебрекчии, содержащие рассеянные сульфиды, 6 – древние окисленные грязебрекчии, окрашенные гидроксидами железа, 7 – фрагменты пластов осадочных пород и железных руд, 8 – кратерные воды, 9 – слоистость осадочных отложений, 10 – сальзы и грифоны

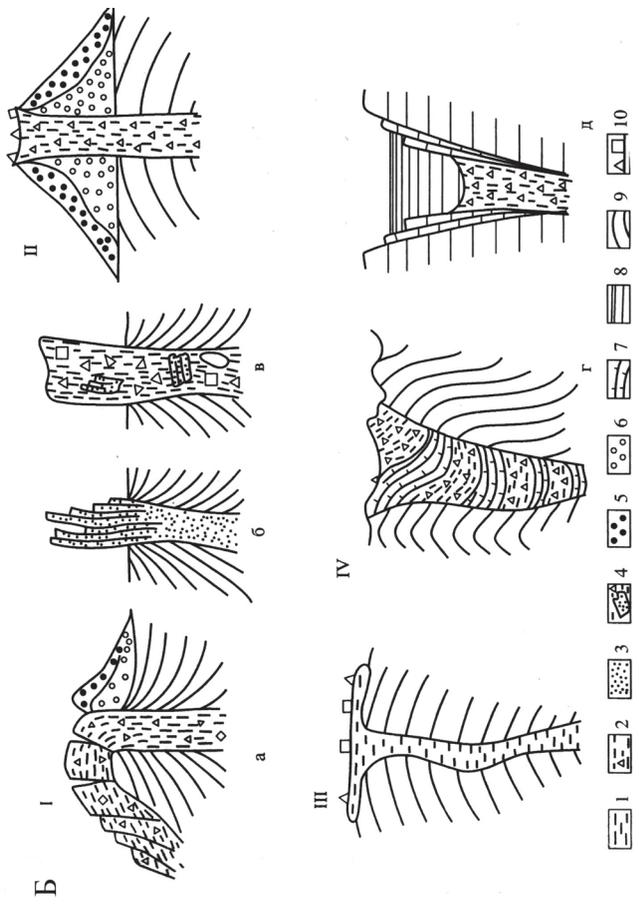
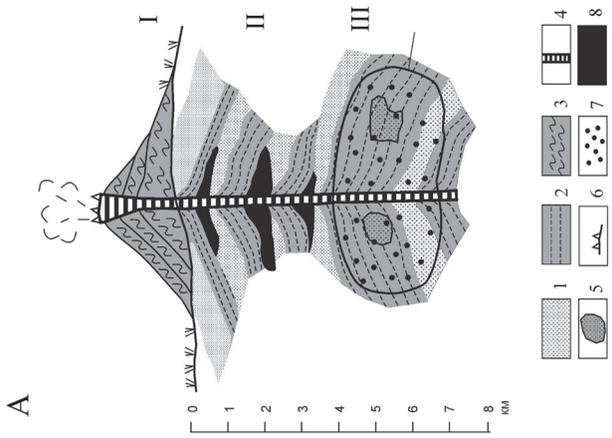


Следует отметить, что ранее, в 70–90-х годах прошлого столетия, исследуя геологическое строение третичных отложений и грязевых вулканов Азербайджана и Прикаспийской впадины, а также наблюдая мелкофокусные землетрясения в этом регионе, идею существования сейсмического слоя на относительно небольших глубинах высказывал Б.В. Григорьянц [1994, 1995], а также Б.В. Григорьянц с соавторами [1975]. Нетрудно видеть, что данные приведенные в нашей работе полностью подтверждают это предположение.

Медленное и длящееся иногда десятилетиями перемещение СВД в направлении дефицита давлений приводит, в конце концов, к скоплению флюидов вокруг зоны трещиноватости, связанной с разломами, которые контролируют грязевые вулканы. Понятно, что это явление имеет место в тех провинциях, где развит грязевой вулканизм. Локализация и генезис грязевых вулканов на континентах и в океанах были рассмотрены нами в ряде предыдущих работ [Холодов, 1990, 1991, 2002_{1,2}, 2002₃, 2006, 2012, 2013].

В обычное время грязевой вулкан, жерло которого обычно находится на пересечении вертикальных тектонических разломов, можно сравнить с плотно закупоренной бутылкой шампанского (рис. 30, А). В верхней части жерла располагается «пробка» плотных грязебрекчии, наглухо изолирующая систему. В нижней части, в «корнях» вулкана располагается зона трещиноватости, концентрирующая в себе флюиды СВД.

Верхняя часть жерла находится в зонах активного или сравнительно активного водообмена и через эту часть жерла происходит мигра-



ция хлоридно-карбонатных или сульфатно-карбонатных вод, формирующих источники, которые завершаются системой сальз в кратере вулкана. Воды медленно размывают пробку, тем самым подготавливая извержение вулкана.

Когда возрастающее в корнях вулкана давление достигнет предела и способно преодолеть сопротивление противостоящей ему плотной «пробки» – происходит извержение.

Обычно оно начинается глухим подземным гулом и сопровождается сейсмическими толчками; процесс отражает интенсивный приток флюидов СВД сквозь многочисленные трещины корневой системы, перетирание и разжижение глин и формирование тех грязебрекчий, которые позднее поднимаются по каналу жерла и изливаются на дневную поверхность, формируя грязевулканический конус вулкана.

Обычно на поверхности земли извержение вулканов начинается с взрыва газа. В составе газовой фазы СВД содержится до 90% метана; смешиваясь с воздухом, он образует самовзрывающуюся смесь «гремучий газ» и над конусом грязевулканического сооружения загорается гигантский факел. Затем на поверхность земли из кратера вулкана с гулом и сейсмическими толчками выбрасывается грязебрекчия; она представляет собой разжиженную глину с огромным количеством обломков жестких пород – песчаников, известняков, доломитов, кремней. В некоторых случаях обломки достигают огромных размеров. Так, например, на Булганакском вулкане Керченско-Таманской грязевулканической провинции встречена глыба известняка размером 1.3×3 м, в грязебрекчиях Восходовского вулкана – глыба кварцитовидного песчаника размером 2.5×3 м [Шнюков и др., 1986]. В грязевулканической провинции Азербайджана известны глыбы песчаников размерами 2×3 и 4×1 м, выброшенные при извержении вулкана Айратекян [Горин, Буниат-Заде, 1971], а также обломки песчаников в грязебрекчиях Котур-Дага размером до 0.5×0.70 м (материалы автора).

Весь глинисто-терригенный материал оседает вокруг выхода канала вулкана на дневную поверхность, формируя конусовидную постройку (см. рис. 30, А). Извержение вулкана обычно длится несколько дней, после чего он надолго затихает. На вершине возникшей горы образуется кратерная площадка, на которой начинают функционировать сальзы – творения восходящих источников воды и газов.

Так обстоит дело при извержениях большинства грязевых вулканов Азербайджана, Керченско-Таманской провинции и ряда других грязевулканических территорий.

Однако качество грязебрекчий во многом зависит от объема воды во флюиде, поступающем во время извержения на дневную поверх-

ность. В результате дефицита жидкой фазы, на поверхности земли образуются столбы; вязкая и насыщенная обломками пород грязебрекчия выдавливается на поверхность и застывает в виде бугров или столбов, а иногда спускается по склону постройки подобно потоку лавы (рис. 30, Б). Такovy, например, грязевые вулканы Туркмении (Боя-Даг с Кара-Муруном, Кобек и др.).

Менее распространены вулканы, поставляющие на поверхность жидкую грязь, которая быстро превращает кратер постройки в болото. В Крымской провинции это группа Булганакских вулканов, в Азербайджане – Мыльные пузыри и Астраханка. Очень часто на месте кратеров вулканов формируются провалы. Вероятно, это результат избыточного извержения газов и брекчий; как следствие, в Керченском регионе развиваются так называемые «вдавленные синклинали», прекрасно описанные в работах Е.Ф. Шнюкова [Шнюков и др., 1971, 1986], содержащие опущенные блоки с железной рудой (рис. 30, Б, внизу справа). Наконец, при избытке воды в грязебрекчиях, она выделяется и заполняет образовавшиеся провалы с образованием кратерных озер (западный и розовый Порсугели на о-ве Челекен в Туркмении или озеро Чокрак в Крыму).

Количество воды, участвующей в грязевулканических процессах, необычайно велико. К сожалению, ее выделяющиеся объемы не подсчитывались, но очевидно, что они сопоставимы с объемами грязебрекчий, фиксируемых при извержениях.

В настоящее время на Земле установлено более 2000 надводных и подводных грязевых вулканов. В пределах Азербайджанской провинции описано и закартировано более 220 вулканов. Среди них выделяются Туорогайский (высотой 640 м) и вулканы Аллятской гряды – Большой Кеснизадаг, Калмас, Дашгиль, Котур-Даг и др. (высотой более 400 м).

По подсчетам азербайджанских геологов, 50 крупнейших грязевых вулканов этого региона с 30-х годов XIX века извергались 180 раз и вынесли на поверхность 150–160 млрд м³ сопочной брекчии [Якубов, Али-Заде, Григорьянц, 1978]. Эти цифры примерно совпадают с результатами подсчетов П.И. Науменко [1976], согласно которым грязевые вулканы Керченско-Таманской провинции в период от начала палеогена и до настоящего времени вынесли на дневную поверхность около 40 млрд м³ грязебрекчий.

Это означает, что разжиженная глина, насыщенная водой, перенесла на поверхность огромное количество тонн жидкой фазы H₂O, причём эта вода сформировалась за счет флюидов СВД.

Геохимический состав вод грязевых вулканов Крымо-Кавказских провинций исследовали В.В. Белоусов, Л.А. Яроцкий, Н.Н. Славянов,

К.А. Прокопов, А.А. Али-Заде, В.А. Куришко и др., В.А. Гордиевич, Е.Ф. Шнюков, С.Д. Гемм, Б.С. Поляк, В.Ю. Лаврушин, и др. Было установлено, что общая минерализация вод, хотя и колеблется в широких пределах (110–9800 мг-экв/л), чаще всего невелика (110–750 мг-экв, или 38.4–23.36 г/л). Повсеместно преобладают гидрокарбонатно-натриевые и гидрокарбонатно-кальциевые воды, особенно характерные для зоны сравнительно активного флюидогенеза.

Многими исследователями отмечалась пестрота состава вод, поступающих в сальзы (восходящие источники) одного и того же кратера вулкана. Эти различия объясняются влиянием разных водоносных пластов, питающих сальзы.

К сожалению, состав глубинных вод, поступающих на дневную поверхность вместе с извергающимися грязевыми вулканами, остается не исследованным и входит в научные задачи будущего.

Газовая фаза играет огромную роль в деятельности вулканов. Наряду с водой и сопочной брекчией грязевые вулканы поставляют на поверхность Земли огромное количество газа. Так, в работе В.В. Белоусова и Л.А. Яроцкого [1936] посвященной вулканизму Керченско-Таманского региона, было установлено, что средний дебит любого из исследованных ими вулканов составляет 350 м³/сутки. Развивая эти подсчеты, Е.Ф. Шнюков с соавторами [1986] предположил, что расход газа в течение одного извержения в каждом вулкане региона определяется в 0.5–40 млрд м³.

А.Г. Штернов [1968] утверждал, что в состоянии покоя каждый вулкан Крыма рождает 520 м³ газа в сутки; при извержении эта величина достигает 1500–2000 м³. Опираясь на эти оценки, он доказывал, что за 20 млн лет деятельности грязевые сопки Керченско-Таманской провинции родили 11–15 трлн м³ газа. Не уступают в газоносности Крыму и Азербайджанские грязевые сопки. По подсчетам А.А. Якубова и А.Д. Алиева [1977], 220 грязевых вулканов этого региона израсходовали во время извержений 100–111 млрд м³ газа.

Еще грандиозней газовая деятельность этой же газонефтяной провинции была оценена П.Н. Кропоткиным и Б.М. Валяевым [1981]. Они утверждали, что за время существования вулканизма на юго-восточном Кавказе земля потеряла 175·10³ млрд м³ газа. Интересно, что по химическому составу газы разных провинций довольно сходны: обычно в них преобладают метан (СН₄) и углекислый газ (СО₂); реже присутствуют более тяжелые углеводороды (этан С₂Н₆, пропан С₃Н₈, бутан С₄Н₁₀).

Третья фаза продуктов извержения грязевых вулканов, по данным А.А. Якубова, А.А. Али-Заде, П.В. Григорьянца и др. [1978], представлена нефтью и производными от нее твердыми битумами. По отноше-

нию к остальным продуктам извержений вулканов они четко распадаются на две группы – сингенетичные и эпигенетические.

Сингенетические битумоиды чаще всего встречаются в виде прожилков и включений в обломках пород, присутствующих в сопочных отложениях. Содержание битумоидов в этих обломках достигает 2–3%, и они относятся к каустобиолитам нефтяного ряда. Подобные прожилковые формы типичны для вулканов Алачик, Боздаг Кобийский, Кирлых, Агноур и др. (Азербайджан).

Эпигенетическая пропитка нефтью, а иногда лужи нефти в кратере встречены в вулканах Лохбатан, Мишов-Даг и др. Генетически они связаны с зонами обогащения нефтью, которые часто встречаются в отложениях зоны активного флюидообмена, песчаные коллектора этой зоны смяты в складки и прорваны вулканическими жерлом (см. рис. 30, А). Здесь нефтяные залежи контролируются грязевым вулканом и связанными с ним диапировыми складками. В данном случае нефть, несомненно, эпигенетична по отношению к этим структурам.

Таким образом, подводя итоги, можно сказать, что грязевой вулканизм представляет собой завершающий этап осадочного процесса. С помощью грязевых вулканов осадочный материал, слагающий нижние слои стратисферы выносятся на дневную поверхность и дифференцируется, формируя жидкую массу грязебрекчий, воду, газ и битумоиды. В этом процессе разделения заканчивают свое существование флюиды сверхвысоких давлений, возникающие в замкнутой физико-химической системе уплотненных глин.

Процесс дифференциации фаз в грязевом вулканизме дополняется процессами интеграции осадочного материала, однако они, несомненно, играют второстепенную роль.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование фазовой дифференциации химических элементов в осадочном породообразовании и рудогенезе представляет собой одну из важнейших задач геохимии, минералогии и литологии. Однако эта задача не может быть решена обычными методами геохимии, узко специализирующимися на концентрациях и поведении химических элементов в твердой фазе и оставляющими в стороне их минеральные формы, фаціальную природу и роль воды и газов в процессах породообразования и рудогенеза. Сильно ограничивает решение этой задачи слабая разработка методов исследования жидкой и газовой фазы осадочных пород, биохимических и биологических процессов, почвообразования и формирования элювия и кор выветривания на континентах, трудно также понять фазовое разнообразие иловых процессов в озерах и океанах.

Иначе говоря, современная геохимия мало использует системный анализ и сравнительно-литологический метод которые являются краеугольными камнями теории литогенеза и осадочного рудообразования.

Напомним, что *системный анализ* в той или другой форме интуитивно использовался многими геологами-исследователями от Ч. Лайеля, Дж. Меррея и А. Ренара и вплоть до В.И. Вернадского, А.Е. Ферсмана, Я.В. Самойлова, Л.В. Пустовалова, А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова. Однако его основные положения были сформулированы сравнительно недавно, в работах А.А. Богданова, Л. Берталани, И.В. Круть, В.В. Меннера, Н.Б. Вассоевича, А.Н. Павлова, А.Н. Дмитриевского и др.

Сущность системного подхода заключается в том, что среди различных геологических образований довольно четко выделяется иерархическая лестница объектов, находящихся на разных уровнях организации – на атомарном (элементном), минеральном, породном-фаціальном, формационном, на уровне оболочек планеты и планеты в целом [Холодов, 2015], рис. 31.

Каждый уровень организации исследуется какой-либо геологической наукой о Земле: атомарный – геохимией, минеральный – минералогией, породный – петрографией осадочных пород, палеоэкологией

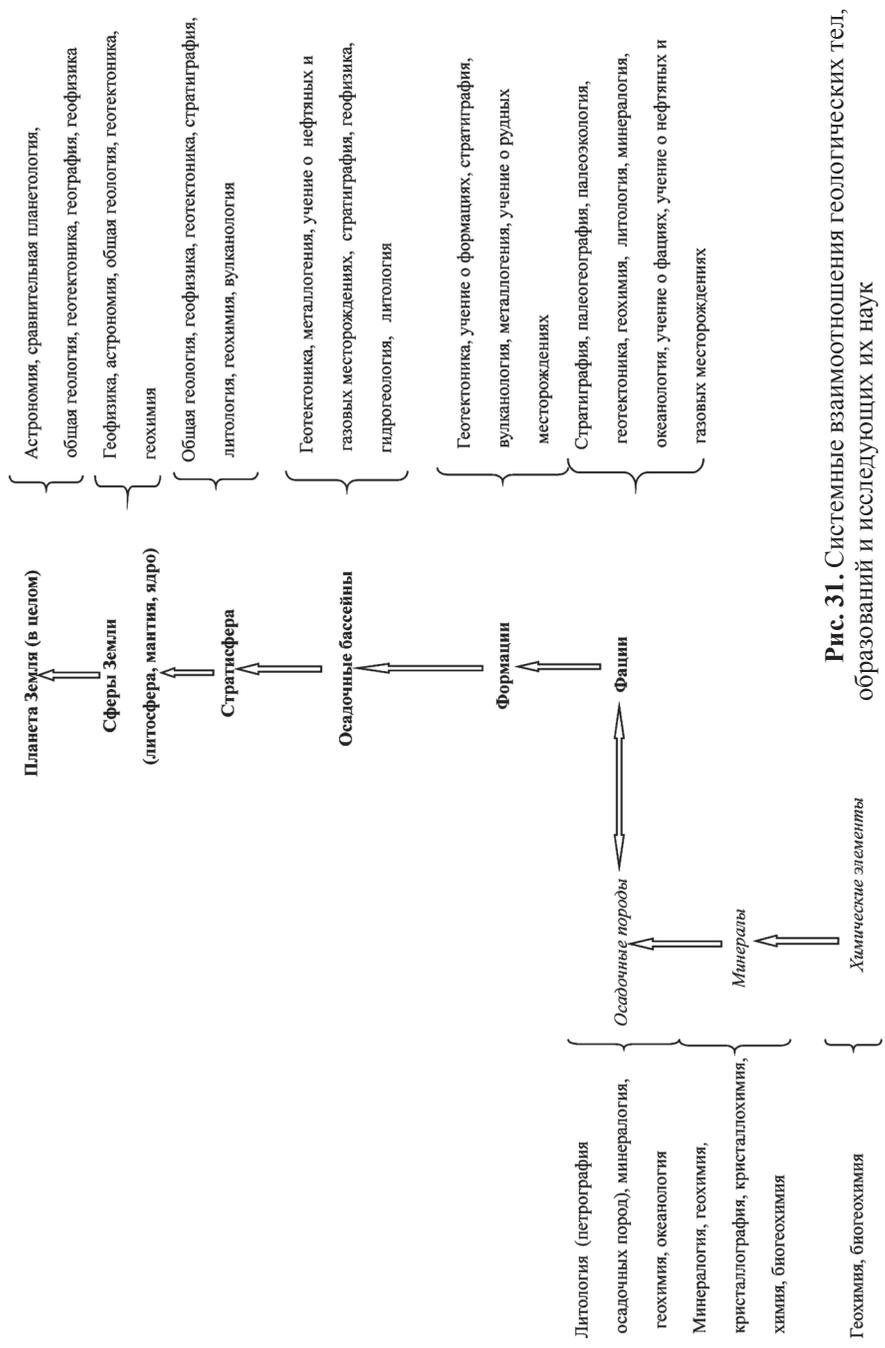


Рис. 31. Системные взаимоотношения геологических тел, образований и исследующих их наук

или учением о фациях, а также стратиграфией, формационный - учением о формациях, геотектоникой, стратиграфией, вулканологией, геохимией, стратисферный – общей геологией, геотектоникой, геофизикой, геохимией, стратиграфией, планетарный – общей геологией, геофизикой, географией, геохимией, стратиграфией, астрономией, геотектоникой.

Разные уровни организации вещества тесно связаны между собой, и это определяет преимущества *комплексного* подхода при решении генетических вопросов.

Действительно, решение проблем фазовой дифференциации в осадочном процессе требует проведения геохимических исследований на фациально-формационном уровне, с обязательным привлечением данных бассейнового анализа.

Основой таких будущих исследований должны являться определенные литолого-геохимические фации и формации со строго установленным стратиграфическим и тектоническим положением, опробованные системой литолого-геохимических разрезов. Систематически отобранные в них образцы осадочных пород должны быть подвергнуты минералогическому и геохимическому анализам. Особого внимания требует изучение состава органического вещества, поровых вод и их газовой фазы. Больше внимание должны привлечь микробиологические процессы с их минералогическими результатами – карбонатизацией пород, сульфатредукцией и образованием сульфидов, формированием рудных скоплений.

Само собой разумеется, что такие комплексные исследования будут требовать решительного расширения и обновления методической базы работ. Важно в состав планируемых при этом работ включить сравнительно-литологический метод.

Сравнительно-литологический метод был заложен и разработан в трудах Ч. Лайеля, Дж. Меррея и А. Ренара, Н.И. Андрусова, Я.В. Самойлова, А.Д. Архангельского и Н.М. Страхова. Его геологической основой является принцип актуализма, хотя в современном варианте он, несомненно, учитывает и специфику историко-геологического развития и эволюции нашей планеты.

Напомним, что принцип актуализма в понимании Ч. Лайеля утверждает постоянство геологических процессов в истории Земли, а это обстоятельство выдвигает на первый план аналогии между явлениями прошлого и настоящего. С этой точки зрения геохимическое исследование современного осадконакопления является ключом к пониманию осадконакопления в прошлом.

Однако эволюция питающих провинций (биосферы, атмосферы, гидросферы) тектонических процессов и осадочного рудогенеза, до-

статочно полно исследованные в трудах А.П. Виноградова, Н.М. Страхова, В.И. Вернадского, Б.М. Келлера, О.А. Богатикова, М.И. Будыко, А.Л. Яншина, А.Б. Ронова, А. Holmes, В.И. Смирнова, Н. Holland, G.W. Rubey и др. (Холодов, 2006), заставляют вносить существенные поправки в геохимическую оценку современной фазовой дифференциации осадочного материала при приложении ее к событиям прошлого. Наиболее полно процесс разделения химических элементов на стадии седиментации может быть исследован на примере современных отложений. Действительно, в настоящее время на поверхности континентов, а также морях и океанах мы имеем действующую модель седиментационной –первой стадии осадочного процесса, или модель активного взаимодействия атмосферы, биосферы, гидросферы и литосферы.

Изучение этой модели правильнее всего приводить в соответствие с выделенными нами ранее областями фазовой дифференциации – водосборными площадями, речными системами и конечными водоемами стока (озерами, морями, океанами).

Несмотря на очень глубокие исследования В.В. Докучаева, В. Влабышева, Б.В. Польшова, К.Д. Глинки, Н.М. Страхова, А.И. Перельмана, А.И. Гинзбурга и Н.А. Лисицына, В.П. Петрова и других исследователей, геохимическая роль компонентов водосборов остается *terra incognita*.

Для полной характеристики фазовой дифференциации на водосборных площадях необходимо представлять себе минералого-геохимическую характеристику материнских пород, слагающих современный эрозионный срез, рельеф и высотные отметки различных частей водосбора, соотношения различных типов почв и ландшафтов, распространенных в разных частях водосбора.

Водосбор каждого конечного водоема стока следует представлять себе, как совокупность биохимических ландшафтов с их вертикальной зональностью и почвенными покровами. Геохимическим результатам разрушения водосборных процессов является состав дренирующих их рек и потоков; при этом следует иметь представление не только о химическом составе вод, но и о влекомом, взвешенном материале, переносимом речными водами, а также о его составе. Только планомерно расположенная система станций может дать правильное представление о геохимической дифференциации на водосборе. Следует отметить, что при постановке работ на водосборах следует четко фиксировать сезонные колебания состава вод. Особое внимание исследователей должны привлекать микробиологические процессы в речных, болотных и озерных водах.

Геохимия речных систем континентов также нуждается в систематических исследованиях. Даже классические работы F. Clarke, O.A. Але-

кина, Г.В. Лопатина, J.M. Edmond, М.В. Глаголевой, Н.М. Страхова, R. Gibbs, Б.А. Скопинцева, В.В. Гордеева, J.M. Bardh, F.R. Sholkow; А.М. Никанорова не дают полного представления о деталях речной фазовой дифференциации осадочного материала. Для решения этой проблемы требуется организация целой системы стационарных геохимических станций на наиболее крупных реках типовых водосборов. При этом в разные времена года нужно иметь представление о количестве и составе влекомого взвешенного и растворенного материала, переносимого реками. Одновременно необходимо иметь точное представление о биогенной жизни рек, включая в эту картину микробиологию вод и газовый обмен речных вод с атмосферой.

В области дельт и эстуариев, опираясь на уже проведенные геохимические исследования (Н.М. Страховым, В.В. Гордеевым и др.) необходимо усилить пространственное геохимическое и литологическое исследование фаций и их сообществ, выделить пространственное положение зон концентрации различных химических элементов.

Пространственные закономерности распределения химических элементов в морях и океанах выявлены только в самом общем виде на основе крупномасштабного картирования или обработки материалов глубоководного бурения.

Гораздо более полные сведения о фазовой дифференциации в этих водоемах можно получить на основе профилирования современных осадков. Образцом такой пространственно-геохимической работы может служить транстихоокеанский профиль, выполненный сотрудниками ГИН и ИОАН (Н.А. Лисицына, Г.Ю. Бутузова, И.И. Волков, Н.В. Логвиненко, А.И. Леин и др.) под руководством академика Н.М. Страхова. Профиль имеет протяженность 12 тыс. км и в широтном направлении пересекает весь Тихий океан от берегов Японии, через Гавайские острова, до берегов Калифорнии (США). Он состоит из 48 океанографических станций, охарактеризованных колонками осадков, которые отбирались с помощью трубок большого диаметра в двух рейсах НИС «Витязь» и «Дмитрий Менделеев» в 1969–1973 гг. Результаты обработки всего собранного материала были изложены в двух коллективных монографиях («Литология и геохимия осадков Тихого океана», М., Наука, 1979. 260 с. и «Геохимия диагенеза осадков Тихого океана». М., наука, 1980. 224 с.), а также в обобщающей эти материалы монографии Н.М. Страхова «Проблемы геохимии современного океанского литогенеза» (М., Наука, 1976. 298 с.).

Для детальной разработки представлений о современной фазовой дифференциации было бы неплохо дополнить сведения о литологии и геохимии современных осадков наблюдениями над газовой фазой, более широкими микробиологическими наблюдениями и данными гид-

рологии и изотопии. Сходные профили следует составить для внутренних и окраинных морей, а также для Индийского и Атлантического океанов.

При изучении субаквального диагенеза следует, опираясь на литолого-геохимические профили, в их створах пробурить ряд гидрогеологических скважин, а также учесть все результаты изучения глубоких скважин океанического глубоководного бурения; этот материал вкупе с микробиологическими, гидрогеологическими и изотопными данными позволит детализировать ряд процессов диагенетического перераспределения химических элементов и по-новому осветить процессы диагенетического минералообразования.

При изучении диагенетической дифференциации химических элементов на континентальном блоке первоочередной задачей является исследование болотных систем. В них также следует использовать метод профилирования и детальной характеристики пространственных взаимоотношений минерало-геохимических фаций.

В области исследования речных врезов, прежде всего, следует четко разграничить седиментационные, диагенетические и катагенетические процессы, сосредоточив внимание на стадийном минералогическом и изотопном анализе разнообразных рудных скоплений. Следует также попытаться реконструировать диагенетическую минерало-геохимическую и гидрогеологическую зональность рудных объектов, генетически связанных с речными врезами.

Не менее сложную проблему представляет изучение катагенетических преобразований в осадочных породных бассейнах. Здесь на первый план выходят наблюдения над пространственными геохимико-минералогическими преобразованиями осадочных пород, связанными с различными процессами флюидодинамики. Как было показано выше, в разрезе осадочно-породных бассейнов часто выделяются три зоны: 1) зона инфильтрации вадозных вод; 2) зона элизии и миграции водо-нефтяных флюидов под действием аномально высоких пластовых давлений (АВПД); 3) зона метаморфизации и кливажа глинистых толщ с образованием сверхвысоких давлений (СВД) флюидов (вода-нефть-углеводородные газы).

Для их исследования совершенно необходимо увеличить глубину и интенсивность бурения разведочных скважин, доведя ее до 8–10 км; соответственно должны уменьшаться интервалы отбора образцов керна и детального отбора проб флюидов на разных глубинах.

Исследование каждой из выделенных зон катагенеза несколько отличается по общему подходу. При изучении инфильтрационной зоны на континентах главной задачей является гидрогеологическое картирование наиболее типичных водосборов и изучение вертикальной зо-

нальности осадочных и магматогенно-метаморфических пород, слагающих водосборные площади.

При гидрогеологическом картировании региона необходимо четко оконтурить области питания инфильтрационными водами и области их разгрузки, нанести на карту все восходящие источники, исследовать гидростатическое давление в породах и направление движения вод в коллекторах.

Особое внимание следует обратить на объемы и состав подземного стока, разгружающегося в смежные водоемы. Опробование вод разного состава следует детализировать до характеристики поведения отдельных химических элементов, интенсивность изменения пород на водосборах следует оценивать не только с помощью детального опробования зональности разрезов, но и путем сравнения химического состава пород, выведенных на дневную поверхность и вскрытых скважинами, используя методы стадийного анализа минералов. В основе всего этого комплекса наблюдений должны лежать методы литолого-геохимического профилирования.

Исследование зоны элизионных процессов должно проводиться, главным образом, на основе исследования разрезов скважин (керна); меньшую роль должно играть изучение литолого-геохимических разрезов на дневной поверхности. Здесь главное внимание исследователя должно быть сосредоточено на минеральном составе и пористости глин, на составе седиментационно-диагенетических вод (метод вытяжек), на составе и характеристике мигрирующих потоков водно-газовых флюидов. Направление движения миграционных вод определяется путем замеров величины АВПД в забоях скважин, а также в соответствии с общим планом гидродинамики исследуемого региона. Особое внимание при изучении строения зоны элизии следует обратить на участки распространения коллекторов, содержащих скопления нефти и газов. Большой интерес также вызывает состав растворов, мигрирующих в песчано-глинистых толщах и, особенно, поведение в них CO_2 , NH_3 , H_2S и других газообразных компонентов. В разрезах этой зоны необходимо детально исследовать минералогию и геохимию глинистых пород и, особенно, распределение в них $\text{C}_{\text{орг}}$ и CaCO_3 . Отдельное внимание исследователей должны привлечь процессы карбонатизации и кольматации пород-коллекторов.

Зона замедленного флюидообмена и сверхвысоких давлений флюидов может быть исследована в обнажениях песчано-глинистых толщ, в кернах глубоких разведочных скважин, а также путем привлечения данных сейсморазведки и других геофизических методов исследования глубин Земли. Здесь прежде всего привлекают внимание исследователей процессы гидрослюдизации глин, поведение вод в области

температур кипения воды, фазовые изменения органического вещества в ряду кероген (твердая фаза) – нефтяные углеводороды (жидкая фаза) – газообразные углеводороды. Иначе говоря, на первый план исследования выходят фазовые преобразования, рождающие сверхвысокие давления флюидов (СВД). В результате их перемещения и концентрации, в областях трещиноватости и тектонических разломов формируются кластические дайки, «горизонты с включениями» и корни грязевых вулканов. Закономерности их распределения в толщах мезозойско-кайнозойских пород следует исследовать с помощью геофизических методов в скважинах и в обнажениях субсинхронных пород в предгорьях.

Особый интерес представляют корни грязевых вулканов, расположенные в области СВД на пересечении горизонтальной и вертикальной трещиноватости. Здесь вследствие тектонического перетирания и тиксотропного встряхивания (в результате сейсмических толчков) образуются массы грязебрекчий, играющих важную роль в процессах извержений.

Вполне вероятно, что в будущем будет разработана методика замеров сверхвысоких давлений в глинистых толщах. Тогда можно будет составить профили и карты изобар, сравнение которых с литолого-геохимическими данными поможет более точно объяснить процессы, происходящие на рубеже катагенеза и метаморфизма глин.

В заключение хотелось бы выразить надежду, что уже в XXI-м веке геология как наука преодолет разобщенность своих классических разделов (геохимия, минералогия, литология, учение о фациях и формациях), а существенные достижения в области методики бурения позволят воссоздать цельную картину многостадийной фазовой дифференциации вещества в осадочном процессе и рудообразовании.

ЛИТЕРАТУРА

- Айнемер А.И., Коншин Г.И.* Россыпи шельфовых зон Мирового океана. Л.: Наука, 1982. 263 с.
- Айзенштадт Г.Е.* Нефтегазоносность и разломная тектоника Прикаспийской впадины. Алма-Ата: Наука, 1988, 181 с.
- Алекин О.А.* Гидрогеохимия. Л.: Гидрометеиздат, 1952. 162 с.
- Алекин О.А., Бражникова Л.В.* Вынос реками растворенных веществ с материков и связь этого процесса с механической эрозией земной поверхности // Химия земной коры. Т. I. / Отв. ред. А.П. Виноградов. М.: Наука, 1963. С. 278–279.
- Альтишулер З.С.* Выветривание месторождений фосфатов – аспекты геохимии и среды // Фосфор в окружающей среде. М.: Мир, 1977. С. 47–117.
- Амосов И.И., Горшков В.И.* Палеотемпературы нефтеносных пород // Проблемы диагностики условий зон нефтеобразования / Отв. ред. И.И. Амосов, И.А. Юркевич. М.: ИГИРГИ, 1971. С. 19–30.
- Анатольева А.И.* Домезойские красноцветные формации. Новосибирск: Наука, 1972. 351 с. (Тр. ИГГ АН СССР, Сиб. отд. Вып. 190).
- Архангельский А.Д.* Условия образования нефти на северном Кавказе. М.–Л.: Изд. Совет. нефт. пром., 1927. 135 с.
- Архангельский А.Д., Страхов Н.М.* Геологическое строение и история развития Черного моря. М.–Л.: Изд-во АН СССР, 1938. 226 с.
- Бактри Д., Клинг С.А., Мангейм Ф.Т., Хорц М.К.* Геологическое значение кокколлитов в тонкозернистых карбонатных илах постгляциальных осадков Черного моря // Литология и полез. ископаемые. 1970. № 6. С. 62–81.
- Батурин Г.Н.* Руды океана. М.: Наука, 1993. 306 с.
- Батурин Г.Н.* Фосфатонакопление в океане. М.: Наука, 2004. 463 с.
- Батурин Г.Н., Саенко В.С.* Новые данные о растворимости природных фосфатов в морской воде // Докл. АН СССР. 1980. Т. 255. № 4. С. 726–728.
- Белюсов В.В., Яроцкий Л.А.* Грязевые сопки Керченско-Таманской области и условия их возникновения и деятельности. М.: ОНТИ НКТП СССР, 1936. 154 с.
- Беляев С.С., Иванов М.В., Чеботарев В.Н., Леин А.Ю.* Распространение сапрофитных бактерий в различных типах донных осадков тропической зоны Тихого океана // Биогеохимия диагенеза осадков океана / Под ред. И.И. Волкова М.: Наука, 1976. С. 59–68.

Беус А.А. Геохимия литосферы (породообразующие элементы). М.: Недра, 1972, 294 с.

Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопроявления рифтов Срединно-Алтайского хребта. М.: Научный Мир, 1997. 164 с.

Брод И.О., Еременко Н.А. Основы геологии нефти и газа. М.: Изд-во МГУ, 1953. 327 с.

Бруевич С.В. Влажность осадков Каспийского моря // Докл. АН СССР. 1945. Т. 47. № 4. С. 288–291.

Бруевич С.В. Химия и биологическая продуктивность Черного моря // Тр. Ин-та океанологии АН СССР, 1953. Т. 7. С. 12–56.

Будыко М.И., Ронов А.Б., Яншин А.Л. История атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат, 1985. 258 с.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование рифтовой зоны Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 311 с.

Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразования в Мировом океане. М.: ГЕОС, 2003. 135 с.

Бушинский Г.И. Условия накопления сидеритов, вивианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1946. Т. 21. № 3. С. 65–80.

Бушинский Г.И. Апатит, фосфорит, вивианит. М.: Изд-во АН СССР, 1952. 88 с.

Бушинский Г.И. Древние фосфориты Азии и их генезис. М.: Наука, 1966. 192 с.

Бушинский Г.И. Геология бокситов. М.: Недра, 1975. 415 с.

Вальтер И. История Земли и жизни. СПб.: Изд. Брокгауз и Эфрон, 1911. 447 с.

Вальтер И. Первые шаги в науке о Земле: Общедоступное введение в геологию и наставление к производству наблюдений. 3-е изд., испр. и доп / Под ред. проф. Д.Н. Анучина. Берлин: Гос. изд-во РСФСР. 1922. 214 с.

Валяшко М.Г. Объемные соотношения жидких и твердых фаз в процессах испарения океанической воды, как фактор определяющий образование калийных солей // Докл. АН СССР. 1951. Т. 77. № 6. С. 25–29.

Валяшко М.Г. Геохимия месторождений калийных солей // Вопросы геологии агрономических руд / Сост. Н.Н. Долгополов. М.: Изд-во Акад. Наук СССР, 1956. С. 182–207.

Вассоевич Н.Б. (ред.) Вопросы образования нефти. Л.: Гостоптехиздат. Ленингр. отд-ние, 1958. 389 с. (Тр. ВНИГРИ. Вып. 128).

Вассоевич Н.Б. Опыт построения типовой кривой гравитационного уплотнения глинистых осадков // Новости нефтяной техники. (Геология). 1960. № 4. С. 11–15.

Вассоевич Н.Б., Бурлин Ю.К., Конюхов Е.Е. Роль глин в нефтеобразовании // Советская геология. 1975. № 3. С. 15–28.

Вассоевич Н.Б. Теория осадочно-миграционного происхождения нефти // Изв. АН СССР. 1967. Серия геол. № 11. С. 137–142.

Вассоевич Н.Б., Корчагина Ю.Н., Лопатин Н.В., Чернышев В.В. Главная фаза нефтеобразования // Вестник МГУ. Сер. 4. Геология. 1969. № 6. С. 3–27.

Вассоевич Н.Б. Условия образования нефти и нефтематеринские толщи в мезо-кайнозойе Северо-Восточного Кавказа // Авторефераты науч. тр. ВНИГРИ. Вып. 18. Л.: ВНИГРИ, 1962. С. 28–32.

Варшал Г.М., Кощеева И.Я., Сиротина И.С. и др. Изучение органических веществ поверхностных вод и их взаимодействие с ионами металлов // Геохимия. 1979. № 4. С. 598–697.

Вебер В.В. К познанию современных аналогов нефтеносных фаций: опыт комплексного исследования. М.: Гостоптехиздат, 1950. С. 324–352.

Вернадский В.И. Минералогия: Лекции, чит. студентам-естественникам Московского университета в 1907–1908 гг. Ч. I. М.: Типо-лит. В. Рихтер, 1908. 172 с. (литографированное издание).

Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. СПб: Тип. Имп. Акад. наук, 1908–1922 // Избранные сочинения в пяти томах (шесть книг). Труды по истории науки в России. М.: Изд-во АН СССР, 1954–1960. Т. I – 616 с. Т. II – 615 с.

Вернадский В.И. Биосфера. М.: Науч. хим.-техн. изд-во, 1926. 146 с.

Вернадский В.И. Очерки геохимии М.: Государственное издательство, 1927. 379 с.

Вернадский В.И. История минералов земной коры. Том 2. История природных вод. Часть 1. Выпуск 2. Л.: ОНТИ ХИМТЕОРЕТ, 1934. 562 с.

Вернадский В.И. Проблемы биогеохимии. Выпуск 2. О коренном материально-энергетическом отличии живых и косных естественных тел биосферы. М.-Л.: ГОНТИ, 1939. 134 с.

Вернадский В.И. Биогеохимические очерки. 1922–1932 гг. М.-Л.: 1940. 250 с.

Вернадский В.И. Химическое строение биосферы Земли и ее окружения. М.: Наука, 1965. 205 с.

Вернадский В.И. Размышления натуралиста. Кн. 2. М.: Наука, 1977. 196 с.

Виноградов А.П. Геохимия живого вещества. М.: Изд-во АН СССР, 1933. 258 с.

Виноградов А.П. Поиск рудных месторождений по растениям в почвах (биохимический метод) // Труды биогеохим. лаб. АН СССР. 1954. Т. 10. № 3. С. 3–62.

Виноградов А.П. Введение в геохимию океана. М.: Наука, 1967. 425 с.

Волков И.И. Окислительно-восстановительные процессы диагенеза осадков. Железо-марганцевые конкреции // Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И.Волков. М.: Наука, 1979. С. 363–468.

- Волков И.И.* Геохимия серы в осадках океана. М.: Наука, 1984. 269 с.
- Вялов О.С.* Палеогеновые устрицы Таджикской депрессии [Л.–М.: Гостоптехиздат, 1948. 94 с.
- Гаврилов Ю.О.* Диагенетические преобразования в глинистых отложениях (средний миоцен Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1982. 99 с.
- Гаррелс Р., Маккензи Ф.* Эволюция осадочных пород. М.: Мир, 1974. 272 с.
- Гершанович Д.Е., Горшкова Т.И., Колюхов А.И.* Органическое вещество современных осадков подводных окраин материков // Органическое вещество современных и ископаемых осадков и методы их изучения / Отв. ред. Н.Б. Вассоевич. М.: Наука, 1974. С. 63–80.
- Гинзбург И.М.* Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. 2. Геохимия и геология древней коры выветривания на Урале. М.: Изд-во АН СССР 1947. 133 с. (Тр. ИГН, вып. 81).
- Глаголева М.А.* Формы миграции элементов в речных водах // К познанию диагенеза осадков / Отв. ред. Н.М.Страхов. М.: Изд-во АН СССР, 1959. С. 5–28
- Гольдшмидт В.М.* Работы по геохимии и кристаллохимии В.М. Гольдшмидта 1911–1930 гг. / Под ред. акад. А.Е. Ферсмана. Л.: Госхимтехиздат, 1933. 277 с. (Основные идеи геохимии; Вып. 1).
- Гольдшмидт В.М.* Принципы распределения химических элементов в минералах и горных породах (1937) / М.-Л.: ГОНТИ, Ред. горно-топливной и геол.-развед. лит.-ры, 1938. С. 215–244.
- Гольдшмидт В.М.* Геохимия (1933) / Сборник статей по геохимии редких элементов. М.-Л.: ГОНТИ, 1938. С. 7–58
- Гордеев В.В.* Речной сток в океан и черты его геохимии. М.: Наука, 1983. 159 с.
- Гордеев В.В.* Реки Российской Арктики; потоки осадочного материала с континента в океан // Новые идеи в океанологии Т. 2. Геология / Отв. ред. М.Е. Виноградов, С.С. Лаппо. М.: Наука, 2004. С. 113–166.
- Гордеев В.В.* Геохимия системы река-море. М.: Матушкина И.И. 2012. 452 с.
- Горин В.А., Буниат-Заде А.* Глубинные разломы, газонефтяной вулканизм и залежи нефти и газа западного борта Южно-Каспийской впадины. Баку: Азгосиздат, 1971. 190 с.
- Григорьянц Б.В.* Новый аспект решения проблемы сейсмичности // Физика Земли. 1994. № 4. С. 88–96.
- Григорьянц Б.В.* Сейсмогенный разрыв или сейсмогенный слой? // Природа. 1995. № 11. С. 30–35.
- Григорьянц Б.В., Мурадян В.М., Гусейнов Г.А.* Роль разрывных нарушений и локализации залежей нефти и газа в отложениях мезозоя на Юго-Восточном Кавказе // Геология нефти и газа. 1975. № 7. С. 44–50.
- Гурвич Е.Г.* Металлоносные осадки Мирового океана. М.: Научный мир, 1998. 307 с.

Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 1. Методы изучения и процессы формирования химического состава вод в отложениях Черного, Азовского, Каспийского, Белого и Балтийского морей. М.: ГЕОС, 2003. 332 с.

Гурский Ю.Н. Геохимия литогидросферы внутренних морей. Т. 2. Иловые воды Красного и Средиземного морей. Зоны эстуариев. Закономерности формирования и классификация вод литогидросферы. М.: ГЕОС, 2007. 449 с.

Дриц В.А., Коссовская А.Г. Глинистые минералы: смектиты, смешанослойные образования. М.: Наука, 1990. 212 с.

Евсеева Л.С., Перельман А.И., Иванов К.Е. Геохимия урана в зоне гипергенеза. М.: Атомиздат, 1974. 278 с.

Емельянов Е.М. Роль геохимических барьерных зон в образовании минеральных ресурсов // Тез. докл. II Всесоюзн. съезда океанологов (10–17 декабря, 1982 г., Ялта). Вып. 8. Ч. I. / Севастополь: Морской гидрофизический институт АН УССР, 1982. С. 40–42.

Емельянов Е.М. Барьерные зоны в океанах. Калининград: Янтарный сказ, 1998. 411 с.

Емельянов Е.М., Митропольский А.Ю., Шимкус К.М. Геохимия Средиземного моря. Киев: Наукова Думка, 1979. 132 с.

Заварзин Г.А. Лекции по природоведческой микробиологии. М.: Наука, 2003. 348 с.

Заварицкий А.Н. Введение в петрографию осадочных горных пород. М.–Л.: ГОНТИ, 1932. 79 с.

Занин Ю.Н., Терновой В.И. Геохимия фосфора в зоне выветривания // Геология месторождений апатита, методика их прогнозирования и поисков / Под ред. О.Б. Дудкина, Р.М. Файзуллина, Ю.Н. Занина и др. М.: Недра, 1980. С. 24–26.

Зверев В.П. Подземная гидросфера. М.: Научный Мир, 2011. 358 с.

Зверев В.П. Система природных вод Земли. М.: Научный Мир, 2013. 311 с.

Зверев В.П., Ильин В.А., Кононов В.И., Марченко Ф.А. Особенности миграции подземных вод и их круговорот // Миграция химических элементов в подземных водах СССР: закономерности и количественная оценка / Под ред. В.П. Зверева, В.И. Кононова, В.А. Ильина. М.: Наука, 1974. С. 16–32. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 261).

Ильин В.А. Физическое состояние воды в подземной гидросфере. В кн.: Миграция химических элементов в подземных водах. М.: Наука, 1974. С. 10–16.

Иноземцев Ю.И. Современные россыпепроявления северо-западной части шельфа Черного моря // Геология шельфа УССР. Твердые полезные ископаемые / Гл. ред. Е.Ф. Шнюков. Киев: Наукова Думка, 1983. С. 72–81.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М. Гидрогеология нефтеносных бассейнов. М.: Недра, 1986. 156 с.

Каширцева М.Ф., Тростянский Г.Д. Молибден в инфильтрационных месторождениях урана // Геология рудных месторождений. 1968. № 3. С. 28–36.

Киссин И.Г. Флюиды в земной коре. Геофизические и тектонические аспекты. М.: Наука, 2015. 328 с.

Киссин И.Г., Пахомов С.И. О возможности генерации в недрах при умеренно высоких температурах // Докл. АН СССР. 1967. Т. 174. № 3. С. 48–62.

Киссин И.Г., Пахомов С.И. К геохимии углекислого газа в глубоких зонах подземной гидросферы // Геохимия. 1969. № 4. С. 460–472.

Ковалев В.А. Болотные минерало-геохимические системы. Минск: Наука и техника, 1985. 327 с.

Ковалев В.А., Генералова В.А. О взаимодействии гуминовых и фульвокислот торфяных почв с железом // Почвоведение. 1967. № 9. С. 135–143.

Ковалев В.А., Генералова В.А. Геохимические особенности миграции железа в современных торфяниках Белоруссии // Геохимия. 1969. № 2. С. 210–230.

Ковалев В.А., Генералова В.А. Модельное изучение вивинита на основе железогумусовых комплексов // Геохимия. 1974. № 8. С. 1204–1211.

Ковда В.А. Происхождение и режим засоленных почв. Т. I–II. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1946. Т. I – 210 с. Т. II – 320 с.

Ковда В.А. Геохимия пустынь СССР. Докл. на V Междунар. конгрессе почвоведов. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1954. С. 10–65.

Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма. М.: Наука, 1983. 215 с.

Конюхов А.И. Осадочные бассейны пассивных окраин, сформированные отложениями речных дельт и подводных конусов выноса // Литология и полезные ископаемые. 2008. № 6. С. 563–577.

Крейчи-Граф К. Основные вопросы нефтяной геологии. Л.-М.-Грозный-Новосибирск: ОНТИ НКТП СССР, 1934. 363 с.

Криштопова В.Н. Гидрогеологические и геохимические условия торфо-накопления Мещерской низменности // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1967. Т. 42. № 3. С. 25–43.

Криштофович А.Н. Палеоботаника. Л.: ГОНТИ НГТЛ, 1957. 636 с.

Кропоткин П.Н., Валяев Б.М. Геодинамика грязевулканической деятельности в связи с нефтегазонасностью // Геологические и геохимические основы поисков нефти и газа / Отв. ред. В.Б. Порфирьев. Киев: Наукова Думка, 1981. С. 178–203.

Кузнецов С.И. Микрофлора озер и ее геохимическая деятельность. Л.: Наука, 1970. 440 с.

Лебедев Л.И. Строение и нефтеносность современных гетерогенных депрессий. М.: Наука, 1978. 111 с.

Лебедев Л.И., Маев Е.Г., Бородоевский О.К. и др. Осадки Каспийского моря. М.: Наука, 1973. 215 с.

Леворсен А. Геология нефти и газа. М.: Мир, 1970. 639 с.

Линдгрэн В. Минеральные месторождения. Т. 1. М.-Л.– Новосибирск: ОНТИ НКТП СССР, 1934. 187 с.

Лисицын А.П. Основные закономерности распространения современных кремнистых осадков и их связь с климатической зональностью // Геохимия кремнезема / Отв. ред. Н.М.Страхов. М.: Наука, 1966. С. 90–192.

Лисицын А.П. Распространение остатков карбонатных микроорганизмов во взвеси и в донных осадках // Основные проблемы микропалеонтологии и органогенного осадконакопления в океанах и морях: к VIII Конгрессу INQUA. Париж, / Отв. ред. А. П. Жузе. М.: Наука, 1969. С. 34–86.

Лисицын А.П. Осадкообразование в океанах. М.: Наука, 1974. 438 с.

Лисицин А.К. Гидрогеохимия рудообразования. М.: Недра, 1975. 219 с.

Лисицын А.П. Процессы океанской седиментации. М.: Наука, 1978. 392 с.

Лисицын А.П. Лавинная седиментация и перерывы в осадконакоплении в морях и океанах. М.: Наука, 1988. 308 с.

Лисицын А.П., Богданов Ю.А., Гурвич Е.Г. Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.

Лисицына Н.А. Вынос химических элементов при выветривании основных пород. М.: Наука, 1973. 225 с.

Литвиненко А.У. К минералогии биоморфоз в связи с генезисом железных руд Приазовского бассейна // Материалы совещания по минералогии осадочных образований / Отв. ред. Е.К. Лазаренко. Львов: Изд-во Львовского университета, 1956. С. 174–190.

Личков Б.Л. Изучение подземных вод в связи с задачами единой гидрометеорологической службы // Изв. Гос. гидрол. ин-та. 1931. Вып. 35. С. 15–42.

Личков Б.Л. Природные воды Земли и литосфера. М.-Л.: Изд. АН СССР, 1960. 215 с.

Логвиненко Н.В., Орлова Л.В. Образование и изменение осадочных пород на континенте и в океане. Л.: Недра, 1987. 233 с.

Макаренко Ф.А. Некоторые результаты изучения подземного стока // Тр. Лабор. гидрогеол. проблем АН СССР. 1948. № 1. С. 24–67.

Макаренко Ф.А. Вода под землей / Круговорот воды. М.: Знание, 1966. 250 с.

Максимова М.Ф., Шмариович Е.М. Пластово-инфильтрационное рудообразование. М.: Недра, 1993. 162 с.

Малышев И.И. Закономерности образования и размещения месторождений титановых руд. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 360 с.

Мейнард Д.Б. Геохимия осадочных рудных месторождений. М.: Мир, 1985. 360 с.

Минский Н.А. Формирование нефтеносных пород и миграция нефти. М.: Недра, 1975, 288 с.

Митропольский А.Ю., Безбородов А.А., Овсяный Е.И. Геохимия Черного моря. Киев: Наукова Думка, 1982. 144 с.

Михайлов Б.М. К вопросу о роли растительного покрова при латеритном выветривании в горных районах либерийского щита // Докл. АН СССР. 1964. № 4. С 856–858.

Михайлов Б.М. Кора выветривания Либерийского щита. Геохимия осадочных пород и руд / Отв. ред. Н.М. Страхов. М.: Наука, 1968. С. 48–72.

Мокишанцев К.Б., Горштейн Д.К., Гудков А.А. и др. Глубинное строение Восточной части Сибирской платформы и прилегающих складчатых сооружений Восточно-Чукотской области. М.: Наука, 1968. 171 с.

Мишустин Е.Н. Роль микроорганизмов в повышении продуктивности земледелия и животноводства. М: Знание, 1957. 120 с.

Муратов М.В. История формирования глубоководной котловины Черного моря в сравнении с впадинами Средиземного моря // Тектоника. 1972. № 5. С. 35–42.

Мурдмаа И.О. Фации океанов. М.: Наука, 1987. 304 с.

Назаркин Л.А. Влияние темпа седиментации и эрозионных срезов на нефтегазоносность осадочных бассейнов. Саратов: Изд-во Саратов. ун-та, 1979. 336 с.

Наливкин Д.В. Учение о фациях. Т. II. М.: Изд-во АН СССР, 1956. 388 с.

Науменко П.И. Современная деятельность грязевого вулканизма Керченского полуострова // Материалы по минералогии, петрографии и геохимии осадочных пород и руд. Вып. 4. Киев: Наукова думка, 1976. С. 115–135.

Неручев С.Г., Трофимук А.А., Rogozina Е.А. Основные этапы и количественная сторона генерации и миграции углеводородов из материнских пород // Генерация углеводородов в процессе литогенеза осадков / Отв. ред. А.А. Трофимук, С.Г. Неручев. Новосибирск: Наука, 1976. С. 28–92. (Тр. ИГГ Сиб. отд-ния АН СССР. Вып. 330).

Никонов М.Н., Слука В.Н. О размещении торфяных болот // Почвоведение. 1964. № 10. С. 14–50.

Обручев В.А. Рудные месторождения: часть описательная. М.-Л.: Гос. изд-во, 1929. 562 с.

Орлов А.Н. Очерки химии угля. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1934. 295 с.

Патык-Кара Н.Г. Минерагения россыпей: типы россыпных провинций. М.: ИГЕМ РАН, 2008. 525 с.

Перельман А.И. Очерки геохимии ландшафта. М.: Географиздат, 1955. 392 с.

Перельман А.И. Геохимия эпигенетических процессов. М.: Недра, 1965. 210 с.

Перельман А.И. Геохимия элементов в зоне гипергенеза. М.: Недра, 1972. 288 с.

Перельман А.И. Геохимия. М.: Изд-во Высшей школы, 1979. 500 с.

Перфильев В.В. Микрозональное строение иловых озерных отложений и методы его исследования, Л., 1972. 215 с.

Петтиджон Ф., Поттер П., Сиверс Р. Пески, песчаники. М.: Наука, 1976. 634 с.

Погребницкий Е.О. История Донецкого бассейна как один из факторов метаморфизма углей / Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса, СССР. М.: ГОНТИ, 1959. С. 69–89.

- Полынов Б.Б.* Кора выветривания. Л.: Изд. АН СССР, 1934. 242 с.
- Прошляков Б.К.* Вторичные изменения терригенных пород-коллекторов нефти и газа. М.: Недра, 1974. 232 с.
- Пустовалов Л.В.* Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии // Проблемы советской геологии. 1933. № 1. С. 57–80.
- Пустовалов Л.В.* Петрография осадочных пород. В 2 ч. М.-Л.: Гостоптехиздат, 1940. Ч. I – 476 с. Ч. II – 420 с.
- Пустовалов Л.В., Холодов В.Н.* Хром / Металлы в осадочных толщах. Т. I Тяжелые цветные металлы. Малые и редкие металлы / Отв. ред. Л.В. Пустовалов. М.: Наука, 1964. С. 171–276.
- Романкевич Е.А.* Геохимия органического вещества в океане. М.: Наука, 1977. 262 с.
- Романкевич Е.А., Емельянов Е.М., Бобылева Н.В.* Химический состав донных осадков в районах разгрузки флюидных потоков в Балтийском море // Геоакустические и газолитогеохимические исследования в Балтийском море. М.: ИО АН СССР, 1990. С. 141–147.
- Ронов А.Б.* Стратисфера или осадочная оболочка Земли. М.: Наука, 1993. 144 с.
- Ронов А.Б., Ярошевский А.А., Мигдисов А.А.* Химическое строение земной коры и геохимический баланс главных элементов. М.: Наука, 1990. 182 с.
- Савенко В.С.* Экспериментальное изучение условий хемогенного осаждения фосфатов кальция из морской воды // Докл. АН СССР. 1978. Т. 243. № 5. С. 1302–1305.
- Савенко В.С.* Физико-химические аспекты формирования современных океанских фосфоритов // Геохимия. 1992, № 3. С. 377–389.
- Самойлов Я.В.* Биолиты (Посмертный сборник статей с предисл. акад. В. И. Вернадского и акад. А. Е. Ферсмана. Л.: Науч. химико-технич. изд-во Науч.-технич. упр-ние ВСНХ, 1929. 140 с.
- Свальнов В.Н.* Динамика пелагического литогенеза. М.: Наука, 1991. 256 с.
- Сердюченко Д.П., Глебов А.В., Каденская М.И. и др.* Железные руды Южной Якутии. Геология, минералогия, генезис и промышленное значение М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1960. 519 с.
- Сидоренко А.В.* Основные черты минералообразования в пустыне (на примере Кара-Кум) // Вопросы минералогии осадочных образований. Кн. 3–4 / Отв. ред. Е.К. Лазаренко Львов: Изд-во. Львовского университета, 1956. С. 28–56.
- Смирнов Я.Б.* Тепловая энергия Земли и ее геологические проявления // Докл. АН СССР. 1967. Т. 177. № 2. С. 182–184.
- Соколов Б.А., Конюхов А.И.* Взвешивающий эффект – важный фактор осадконакопления в глубоководных условиях // Вестник МГУ. Серия 4: Геология. 1976. № 5. С. 67–74.
- Соколова М.Н.* 1986. Питание и трофическая структура глубоководного макробентоса. М.: Наука. 208 с.

Стацук М.Ф. Проблема окислительно-восстановительного потенциала в геологии. М.: Недра, 1968. 197 с.

Страхов Н.М. Задачи и методы исторической геологии. М.-Л.: ГОНТИ, 1932. 147 с.

Страхов Н.М. Историческая геология: В 2 ч. М.: Учпедгиз, 1937: Ч. 1. Введение. Палеозой. 375 с.; Ч. 2. Мезозой. Кайнозой. Общие вопросы исторической геологии. 428 с.; 2-е изд., испр. и дополн. 1938. 499 с.

Страхов Н.М. О значении современных озерных и лагунных водоемов для познания процессов осадкообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1945. № 1. С. 61–78.

Страхов Н.М. Железородные фации и их аналоги в истории Земли: опыт историко-геологического анализа процесса осадкообразования. М.: Изд-во АН СССР, 1947. 267 с. (Тр. ИГН АН СССР. Геол. серия. Вып. 73. № 22).

Страхов Н.М. Основы исторической геологии. М.-Л.: Госиздат, 1948. Т. I – 253 с. Т. II – 396 с.

Страхов Н.М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов. М.: Изд-во АН СССР, 1951. 372 с.

Страхов Н.М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1953, № 5. С. 12–49.

Страхов Н.М. Общая схема осадкообразования в современных морях и озерах малой минерализации / Образование осадков в современных водоемах. М.: Изд. АН СССР, 1954. 275–377 с.

Страхов Н.М. Стадии образования осадочных пород и задачи их изучения // Методы изучения осадочных пород. Т. I. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 7–28.

Страхов Н.М. Проблемы распределения и накопления основных химических элементов в осадках современных и древних водоемов: состояние знаний и задачи дальнейших исследований. / Совещание по осадочным породам. Доклады. Вып. 1. М.: Изд. АН СССР, 1958. С. 43–58.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 1–2. М.: Изд-во АН СССР, 1960. Т. 1 – 212 с. Т. 2 – 571 с.

Страхов Н.М. Основы теории литогенеза. Т. 3. М.: Изд-во АН СССР, 1962. 550 с.

Страхов Н.М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. М.: Госгеоллиздат, 1963. 535 с.

Страхов Н.М. Типы накоплений марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцевородного процесса // Литология и полез. ископаемые. 1965. № 4. С. 18–49.

Страхов Н.М. Бурение на дне океанов и его значение для познания послерифейского литогенеза // Литология и полез. ископаемые. 1971. № 5. С. 3–21.

Страхов Н.М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М.: Наука, 1976. 300 с. (Тр. ГИН АН СССР. Вып. 292).

Страхов Н.М. Биогенная седиментация в океанах и зональность // Литология и полез. ископаемые. 1977. № 1. С. 3–24.

Страхов Н.М. Гидродинамический механизм распределения $C_{\text{орг}}$, SiO_2 и $CaCO_3$ в океанском осадкообразовании // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 1. С. 3–31.

Страхов Н.М. Геохимия современного седиментогенеза // Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука. 1979, С. 9–239.

Страхов Н.М. Накопление и распределение элементов железомарганцевой группы // Химия океана. Т. 2. Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука, 1979₂. С. 131–164.

Страхов Н.М., Штеренберг Л.Е., Калинин В.В., Тихомирова Е.С. Геохимия осадочного марганцеворудного процесса. М.: Наука, 1968. 495 с.

Тайхмюллер М., Тайхмюллер Р. Катагенез угля (углефикация) // Диагенез и катагенез осадочных образований / Под ред. Г. Ларсена, Дж. В. Чилингара. М.: Мир, 1971. С. 353–378.

Тараканова Е.И. О микроэлементах в торфяниках Среднего Урала и Среднего Зауралья // Литология и полез. ископаемые. 1968. № 2. С. 136–141.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И. Фации и изменения глинистых минералов в торфяниках Рионского межгорного прогиба // Литология и полез. ископаемые. 1972. № 3. С. 48–75.

Тимофеев П.П., Боголюбова Л.И., Копорулин В.И. Седиментогенез и литогенез отложений инской свиты юга Печорского угольного бассейна. М.: Наука, 2002. 218 с.

Трофимук А.А., Конторович А.Э. Некоторые вопросы теории органического происхождения нефти и проблема диагностики нефтепроводящих толщ // Геология и геофизика. 1965. № 12. С. 3–14.

Туровский Д.С., Лубченко И.Ю. Распределение свинца в поверхностном слое современных осадков Аральского моря // Докл. АН СССР. 1976. Т. 1. № 1. С. 14–32.

Успенский В.А. Стадии нефтеобразования и их место в системе геохимических циклов углерода // Советская геология. 1955. Вып. 43. С. 62–82.

Успенский В.А. О превращении органического вещества в нефть // Проблемы сибирской нефти. Новосибирск: СО АН СССР, 1963. С. 56–72.

Успенский В.А., Радченко О.А. К вопросу генезиса нефтей. Л.-М: Гостоптехиздат, 1947. 96 с. (Тр. ВНИГРИ. Нов. серия. Вып. 19).

Ферсман А.Е. Геохимия России. М.-Л.: ОНТИ, 1922. 150 с.

Ферсман А.Е. Геохимия. Т. I. Л.: Госхимтеоретиздат, 1934. 328 с.

Ферсман А.Е. Геохимия. Т. II. Л.: Госхимтеоретиздат, 1937. 364 с.

Ферсман А.Е. Геохимия. Т. III. Л.: ОНТИ, Госхимтеоретиздат, 1938. 503 с.

Ферсман А.Е. Геохимия. Т. IV. Л.: ОНТИ, Госхимтеоретиздат, 1939. 458 с.

Фишер Р.П. Осадочные месторождения меди, ванадия, урана и серебра в

юго-западных штатах. В кн.: Карбонатитовые месторождения западных штатов США. М.-Л.: Гос. изд-во Мин. геологии СССР. 1946. С. 101–140.

Фоменко К.Е. Глубинное строение Прикаспийской впадины по геологическим данным // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1972. Т. XVII. Вып. 5. С. 103–111.

Формозова Л.Н. Железные руды Северного Приаралья. М.: Изд-во АН СССР, 1959. 444 с. (Тр.ГИН. Вып. 20).

Формозова Л.Н. Формационные типы железных руд докембрия и их эволюция. М.: Наука, 1973. 170 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Северная и Южная Америка. М.: Недра, 1971. 549 с.

Хаин В.Е. Региональная геотектоника. Внеальпийская Европа и Западная Азия. М.: Недра, 1977. 358 с.

Хаттори К., Кэмпбелл Ф.А., Кроуз Х.Р. Распространение изотопов серы в осадочных породах в связи с эволюцией докембрийской атмосферы // Геохимия. 1985. № 6. С. 834–839.

Хейнрих Э. Минералогия и геология радиоактивного минерального сырья. М.: ИИЛ, 1962. 604 с.

Холленд Х. Химическая эволюция океанов и атмосферы. М.: Мир, 1989. 551 с.

Холодов В.Н. Ванадий (геохимия, минералогия и генетические типы месторождений в осадочных породах). М.: Наука, 1968. 246 с.

Холодов В.Н. Песчаный диапиризм – новая сторона катагенетических процессов // Литология и полез. ископаемые. 1978. № 4. С. 50–66.

Холодов В.Н. Постседиментационные преобразования в элизионных бассейнах (на примере Восточного Предкавказья). М.: Наука, 1983. 149 с.

Холодов В.Н. О роли песчаного диапиризма в трактовке генезиса грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 1987. № 4. С. 12–28.

Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Статья 1. Южно-Каспийский элизионный бассейн // Литология и полез. ископаемые. 1990. № 6. С. 62–98.

Холодов В.Н. К проблеме генезиса полезных ископаемых элизионных впадин. Статья 2. Южно-Каспийский элизионный бассейн // Литология и полез. ископаемые. 1991. № 1. С. 104–123.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщ. 1. Грязевулканические провинции и морфология грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 2002₁. № 3. С. 227–241.

Холодов В.Н. Грязевые вулканы: закономерности размещения и генезис. Сообщ. 2. Геолого-геохимические аспекты и модель формирования // Литология и полез. ископаемые. 2002₂. № 4. С. 339–348.

Холодов В.Н. О природе грязевых вулканов // Природа. 2002₃. № 11. С. 47–58.

Холодов В.Н. Проблемы стадийного анализа и развитие литологии // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 2. С. 115–136.

- Холодов В.Н.* Геохимия осадочного процесса. М.: ГЕОС, 2006. 608 с.
- Холодов В.Н.* Типы катагенетических трансформаций в стратифере и осадочные полезные ископаемые // Уч. зап. Казанского университета. Серия: Естественные науки. 2011. № 4. С. 16–53.
- Холодов В.Н.* Грязевые вулканы: распространение и генезис // Геология и полезные ископаемые Мирового океана. 2012. № 4 (30). С. 5–28.
- Холодов В.Н.* Закономерности размещения и условия образования соляных диапиров и грязевых вулканов // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 5. С. 441–460.
- Холодов В.Н.* Системный анализ в геолого-литологических исследованиях // Литология и полез. ископаемые. 2015. № 2. С. 103–112.
- Холодов В.Н.* Термобарические обстановки глубин осадочных породных бассейнов и их термодинамика. Сообщение 1. Зональное строение стратиферы и условия образования аномально высоких (АВПД) и сверх-высоких давлений флюидов // Литология и полез. ископаемые. 2018. № 6. С. 25–41.
- Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю.* Проблемы сидеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение 1. Типы сидеритосодержащих железорудных месторождений // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 5. С. 454–475.
- Холодов В.Н., Бутузова Г.Ю.* Проблемы сидеритообразования и железорудные эпохи. Сообщение 2. Общие вопросы фанерозойского и докембрийского железорудного процесса // Литология и полез. ископаемые. 2004. № 6. С. 563–585.
- Холодов В.Н., Лисицын А.К., Комарова Г.В., Кондратьева И.А.* Об эпигенетической зональности уранового оруденения в нефтеносных карбонатных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1961. № 1. С. 40–63.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена перераспределения химических элементов. Сообщение 1. Геолого-литологические особенности и механизм формирования элизионных систем Предкавказья // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 6. С. 563–582.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Зона катагенетической гидрослюдизации глин – арена перераспределение химических элементов. Сообщение 2. Минералого-геохимические особенности зоны катагенетической гидрослюдизации // Литология и полез. ископаемые. 2001. № 6. С. 582–610.
- Холодов В.Н., Недумов Р.И.* Литология и геохимия среднего миоцена Восточного Предкавказья. М.: Наука, 1981. 206 с.
- Холодов В.Н., Реймов М.Р., Дойникова О.А.* О кластических дайках Северного Приаралья // Литология и полез. ископаемые. 1995. № 2. С. 195–205.
- Хорн Р.А.* Морская химия (структура воды) и химия гидросферы. М.: Мир, 1972. 397 с.
- Черноусов Я.М.* Курс общей геологии угольных месторождений. М.: ГОНТИ, 1962. 293 с.

Шанцер Е.В. О генетических типах континентальных отложений и генетических типах россыпей // Геология россыпей / Отв. ред. В.И. Смирнов. М.: Наука, 1965. С 1–27.

Шварцев С.Л. Взаимодействие воды с алюмосиликатными горным и породами // Геология и геофизика. 1991. №12. С. 16–50.

Шварцев С.Л. Общая гидрогеология. М.: Недра, 1996. 424 с.

Швецов М.С. Петрография осадочных пород. М.: Госгеолтехиздат, 1958. 412 с.

Шишкина О.В. О солевом составе иловых вод дальневосточных морей и прилегающей части Тихого океана // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1958. Т. 26. С. 109–180.

Шишкина О.В. Химический состав иловых океана // Тр. Ин-та океанологии АН СССР. 1959. Т. 33. С. 146–164 с.

Шишкина О.В. Иловые воды // Химия океанов. Т. 2. Геохимия донных осадков / Отв. ред. И.И. Волков. М.: Наука, 1979. С. 252–279.

Шнюков Е.Ф., Иноземцев Ю.И., Огородников В.И. Россыпные проявления тяжелых металлов // Геология шельфа Украины. Твердые полезные ископаемые / Под ред. Е.Ф. Шнюкова. Киев: Наукова Думка, 1983. С. 62–89.

Шнюков Е.Ф., Науменко П.И., Лебедева Ю.С. и др. Грязевой вулканизм и рудообразование. Киев: Наукова Думка, 1971. 331 с.

Шнюков Е.Ф., Соболевский Ю.В., Гнатенко Г.И. и др. Вулканы Керченско-Таманской области: Атлас. Киев: Наукова Думка, 1986. 152 с.

Шрок Р. Последовательность в свитах слоистых пород. М.: ИИЛ, 1950. 564 с.

Штернберг А.А. Состояние воды в надкритической области в связи с проблемами минералообразования // Геология рудных месторождений. 1962, № 5. С. 105–120.

Штернов А.Г. Геологические условия нормирования залежей природного газа в Керченской грязевулканической зоне / Тезисы докл. науч. конф. по изучению полез. ископаемых Украины. Киев: Изд-во Киевского Университета, 1968. С. 14–21.

Юдович Я.Э. Геохимия угольных включений в осадочных породах. Л.-М.: Наука, 1972. 85 с.

Юдович Я.Э. Геохимия ископаемых углей. Л.: Наука, 1978. 182 с.

Якубов А.А., Алиев А.Д. Геохимические особенности продуктов деятельности грязевых вулканов // Геохимия: Докл. VIII Междунар. конгресса. М., 1977. С. 42–44.

Якубов А.А., Али-Заде А.А., Григорьянц Б.В. и др. Объяснительная записка к карте грязевых вулканов нефтегазоносных областей Азербайджанской ССР (масштаба 1:500 000). Баку, 1978. 40 с.

Яницкий А.Л. Олигоценные оолитовые железные руды Северного Тургая и их генезис. М., Изд-во АН СССР, 1960. 220 с. (Тр. Ин-та геол. рудн. м-ний, петрограф., минер. и геохим. Вып. 37)

Berger A., Deul M. Association of carbonaceous material with uranium. Symposium program US Geol. Survey. 1955. Parts 2–3. P. 102–125.

Breeze A.F. Abnormal-subnormal relationships in the Morrow sands of north-western Oklahoma. M.S. Thesis, Univ. of Oklahoma, Tulsa, 1970. 120 p.

Bürst J.F. Diagenesis of Gulf Coast clayey sediments and its possible relation to petroleum migration // AAPG Bull. 1969. V. 53(1). P. 73–53.

Clarke F.W. The data of geochemistry // U.S. Geol. Survey Bulletin. 1924. V. 770. 84 p.

El Wakeel S.K., Riley J.P. Chemical and mineralogical studies of deep sea sediments // Geochim. Cosmochim. Acta. 1961. V. 25. № 2. P. 110–146.

Fertl W.H. Abnormal formation pressure (Implication to exploration, drilling and probation of oil and gas resources). Amsterdam: Elsevier, 1976. 388 p.

Flores J.G. Study of subnormal formation pressures based on geological and electrical date Keyes. Field Cimorron County, Oklahoma. M.S. Thesis, Univ. of Oklahoma, Tulsa, 1967. 89 p.

Garrels R.M., Tompson M.E. A chemical model for seawater at 25°C and one atmosphere total pressure // Am. J. Sci. 1962. V. 260. P. 57–66.

Goldschmidt V.M. Geochemistry. Oxford: Oxford University Press, 1954. 730 p.

Gibbs R. Mechanisms controlling world water chemistry // Science. 1970. V. 170. № 3962. P. 1088–1090.

Hecker B., Paul A.Z. Abyssal community structure of the benthic infauna of the Eastern Equatorial Pacific: DOMES Sites A, B, and C // Marine Geology and Oceanography of the Pacific Manganese Nodule Province. Marine Science book series (MR, volume 9) / Eds Bischoff J.L., Piper D.Z. Boston: Springer, 1979. P. 287–308.

Herman H., Rikke H.H., Chilingarian G.V. Compaction of argillaceous sediments. New York, Amsterdam: Elsevier Scientific Publishing Co., 1974. 424 p.

Holeman J.N. The sediment yield of major rivers of the world // Water Res. 1968. V. 4. P. 737–747.

Holmes A. The age of the Earth. London: Thomas Nelson & Sons, 1937. 287 p.

Leith C.K., Mead W.J. Metamorphic geology. N.Y.: Holt, Rinehart and Winson, 1915. 357 p.

Livingston D.A. Chemical composition of rivers and lakes / Data of Geochemistry. Sixth Edition / Ed. M. Fleischer. US Geol Survey Prof. Paper. 1963. P. 1–64.

Magara K. Compaction and migration of fluid in Miocene mudstones Nagaoka plain, Japan // AAPG Bull. 1968. V. 52(12). P. 2466–2501.

Manheim F.T., Chan K.M. Interstitial Waters of Black Sea Sediments: New Data and Review / The Black Sea – Geology, chemistry and biology / Eds E.T. Degens, D.A. Ross // AAPG Memoir 20. Tulsa, Oklahoma, 1974. P. 155–183.

Meddaugh W.S. Age and origin of uraninite from the Elliot Lake Ontario uranium ores. Unpublished Ph.D. diss. Harvard University, 1983.

Murray J., Renard A.F. Report on Deep-Sea Deposits Based on the Specimens Collected during the Voyage of HMS Challenger in the Years 1872 to 1876. Report on the Scientific Results of the Voyage of HMS Challenger during the Years 1873-76, Part 3, Deep-Sea Deposits. London: Pergamon Press, 1964. 350 p.

Meybeck M. Global occurrence of major elements in rivers // Treatise on Geochemistry. Volume 5 / Eds Holland H.D., Turekian K.K. Paris: Elsevier, 2003. P. 207–223.

Perry E.A., Hower J. Late-stage dehydration in deeply buried pelitic sediments // AAPG Bull. 1972. V. 55(10). P. 2013–2022.

Ramdohr P. Neue Beobachtungen an Erzen des Witwatersrandes in Südafrika und ihre genetische Bedeutung. Abh. Dt. Akad. Wiss., Berlin, Kl. Math. u. allg. Naturwiss. Jg. 1954. № 5. 43 p.

Ramdohr P. Die Uran- und Goldlagerstätten Witwatersrand—Blind River District – Dominion Reef – Serra de Jacobina: Erzmikroskopische Untersuchungen und ein geologischer Vergleich. Abh. Dt. Akad. Wiss., Berlin, Kl. Chem., Geol., Biol. 1958. № 3. 35 p.

Redfield A.C. The biological control of chemical factors in the environments // Amer. Scient., 1958. V. 46(3). P. 205–211.

Richards F.A. Anoxic basins and fiords // Chemical Oceanography. Vol. I / Eds J.P. Riley, G. Skirrow. London: Academic Press, 1965. P. 611–645.

Schidlowski M. Beiträge zur Kenntnis der radioactiven Bestandteile der Witwatersrand – Konglomerate. II. Brannerit und «Uranpechergeister» // Neues Jahrb. Mineral. 1966. Ab. 105. P. 310–324.

Schidlowski M. Uraniferous constituents of the Witwatersrand conglomerates: ore microscopic investigations and implications for the Witwatersrand metallogeny. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 1981. № 161. P. 1–23.

The Black Sea – Geology, chemistry and biology / Eds E.T. Degens, D.A. Ross AAPG Memoir 20. Tulsa, Oklahoma, 1974. 633 p.

Strakhov N.M., Brodskaya N.G., Knyazeva L.M et al. Formation of sediments in recent basins. Moscow: USSR Academy of Sciences Publ., 1954. 792 p.

Trask P.D. Origin and environment of source sediments of petroleum. Texas, Houston: Gulf Publishing Co, 1932. 323 p.

Trask P.D. and National Research Council (U.S.), Committee on Sedimentation. Recent marine sediments: a symposium. New York: AAPG, 1939. 736 p.

ОГЛАВЛЕНИЕ

ПРЕДИСЛОВИЕ	5
ФАЗОВАЯ ДИФФЕРЕНЦИАЦИЯ – ОСНОВНОЙ ЗАКОН ОСАДОЧНОГО ПРОЦЕССА И РУДОГЕНЕЗА	11
Представления о последовательности осаждения химических элементов в осадочном процессе в работах классиков-геохимиков.....	14
Фазовая дифференциация в процессах седиментации.....	23
О роли биосферы в фазовой дифференциации осадкообразования рудогенеза.....	26
О физико-химических условиях реализации фазовой дифференциации.....	33
ДИАГЕНЕЗ	51
Континентальный диагенез.....	51
Субаквальный диагенез.....	61
<i>Восстановительный диагенез</i>	62
<i>Окислительный диагенез</i>	75
КАТАГЕНЕЗ	82
Стратисфера и ее фациальная и термобарическая характеристика.....	82
Флюидодинамическая зональность стратисферы.....	95
Фазовая дифференциация в пределах выделенных флюидодинамических зон стратисферы.....	100
ЗАКЛЮЧЕНИЕ	118
ЛИТЕРАТУРА	126

НАУЧНОЕ ИЗДАНИЕ

Владимир Николаевич ХОЛОДОВ

**ОСНОВЫ МНОГОСТАДИАЛЬНОЙ ФАЗОВОЙ
ДИФФЕРЕНЦИАЦИИ В ОСАДОЧНОМ
ПОРОДООБРАЗОВАНИИ И РУДОГЕНЕЗЕ**

Редактор Е.В. Щепетова
Оригинал-макет Р.И. Недумов

ООО Издательство ГЕОС
129315, Москва, 1-й Амбулаторный пр-д, 7/3-114.
Тел./факс: (495) 959-35-16, (499) 152-19-14, 8-926-222-30-91.
E-mail: geos-books@yandex.ru, www.geos-books.ru

Подписано к печати 03.09.2020.
Формат 60×90 1/16. Бумага офсетная.
Гарнитура Таймс. Печать офсетная.
Объем 12 уч.-изд. л. Тираж 300 экз.

Отпечатано в полном соответствии с представленным электронным
оригинал-макетом в ОАО “Альянс “Югполиграфиздат”,
ООО ИПК “Панорама”
400001, г. Волгоград, ул. КИМ, 6