

11300
719

А.В. МАКЕДОНОВ

СОВРЕМЕННЫЕ КОНКРЕЦИИ

В ОСАДКАХ
И ПОЧВАХ

A. V. MAKEDONOV

THE RECENT CONCRETIONS
IN THE SEDIMENTS AND SOILS
AND NATURAL PHENOMENA
OF ITS GEOGRAPHIC
RANGE



PUBLISHING OFFICE «NAUKA»

MOSCOW 1966

А. В. МАКЕДОНОВ

**СОВРЕМЕННЫЕ КОНКРЕЦИИ
В ОСАДКАХ И ПОЧВАХ
И ЗАКОНОМЕРНОСТИ
ИХ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО
РАСПРОСТРАНЕНИЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»

МОСКВА 1966

ТРУДЫ МОСКОВСКОГО ОБЩЕСТВА ИСПЫТАТЕЛЕЙ ПРИРОДЫ
ТОМ XIX

Отдел геолого-географический
Секция осадочных пород

TRANSACTIONS OF THE MOSCOW SOCIETY OF NATURALISTS
Vol. XIX

Geologico-geographical series
Section of sedimentary rocks

Ответственный редактор
Г. Ф. КРАШЕНИННИКОВ

Chief editor
G. F. KRASCHENINNIKOV

УДК 552.124

2—9—1
455—65

ПРЕДИСЛОВИЕ

Изучение конкреций, систематически проводившееся автором с 1941 г. в Печорском каменноугольном бассейне, позволило установить ряд закономерностей геологического распространения различных литологических типов сингенетических (т. е. раннедиагенетических) конкреций и их парагенетических сообществ — конкреционных комплексов.

Установлено также, что различные конкреционные комплексы в большей степени, чем какое-либо другое литологическое явление, закономерно изменчивы во времени и относительно устойчивы (несмотря на изменчивость отдельных конкреционных прослоев) в пространстве. Это позволило использовать конкреционные комплексы для детального литостратиграфического расчленения и увязки разрезов на большой площади (Македонов, 1948, 1954, 1957; Жемчужников, 1950; Беленко, 1962; Зарицкий, 1956).

С другой стороны, установлено, что элементы конкреционных комплексов определяются генезисом вмещающих осадочных толщ с присущими им полезными ископаемыми. В частности, удалось выделить типы конкрециеобразования, парагенетические определенным типам углеобразования и являющиеся индикаторами угленосности разреза. Есть все основания полагать, что эти закономерности имеют более широкое значение.

Отсюда вытекает необходимость изучения конкреций, приуроченных к отложениям различных геологических эпох и находящихся в сходных и различных геологических обстановках.

Изучение современных конкреций позволит установить:

- 1) состав и основные признаки их;
- 2) закономерности современного геолого-географического распространения конкреций;
- 3) особенности современного конкрециеобразования.

Автор должен отметить содействие, важные советы и критические замечания Н. М. Страхова, М. А. Глазовской, Г. Ф. Крашенинникова, К. Г. Войновского-Кригера, С. В. Максимовой, М. С. Швецова и внимательное отношение к его работе Московского общества испытателей природы.

Всем указанным лицам автор приносит глубокую благодарность.

ВВЕДЕНИЕ

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОНЯТИЯ КОНКРЕЦИЯ

Термин «конкреция» происходит от латинского слова «concretio» (стяжение, сгущение, срастание).

Представление о конкрециях как особой группе природных тел возникло очень давно.

В «Минералогии» Валлериуса (1763) целый раздел был посвящен описанию «каменных сrostков» («concreto») ¹. Валлериус, однако, относит к конкрециям образования, которые с современной точки зрения не могут быть причислены к ним. Кроме того, он не дает генетического определения конкреций.

В знаменитой работе М. В. Ломоносова «О слоях земли» (1763) уже отчетливо выделяется и характеризуется особый процесс литогенеза и «образования камней» путем «сгущения». Под возникшими таким путем «камями» Ломоносов понимает приблизительно то, что сейчас описывается под названием конкреций и секретий.

В дальнейшем термин «конкреция» становится общепринятым и делается множество попыток дать научное определение конкреций.

В 1840 г. Эренберг (Ehrgenberg) пытается создать специальную теорию образования конкреций и выяснить законы их роста. В частности, Эренберг высказывает мысль о сочетании в конкрециях процессов «линейного» и «концентрического» роста.

Вирле д'У (1847 г.) стремился четко связать образование конкреций с процессами, происходящими в осадке после его отложения, т. е. с процессами диагенеза в современном понимании.

По Науманну, «конкрециями мы называем все те массы, которые образовались внутри какой-либо породы посредством концентрации какого-либо отличающегося от нее минерала или минерального агрегата» (Naumann, 1858). И далее Науманн поясняет: «Большая часть конкреций показывает более или менее поразительное приближение к сферической форме». Все конкреции, в отличие от секретий, растут «изнутри кнаружи». Определение Науманна послужило основой большинства последующих определений. Оно было генетическим и конкретным и сопровождалось опытом классификаций конкреций, для своего времени весьма замечательным.

Несмотря на это, до сих пор различные исследователи вкладывают в термин «конкреция» не совсем одинаковое содержание. Не останавлива-

¹ Конкреции, по Валлериусу (1763), составляют особый «четвертый класс» неорганических минеральных веществ. Конкреции «состоят из земляных, каменных или рудяных родов, которые по разрушению и новом смешении пакт вместе срослись или которые на необыкновенных местах или в необыкновенных вещах родились».

ясь на всей истории вопроса, в качестве примера приведу лишь несколько наиболее широко распространенных определений.

В «Петрографическом словаре» Ф. Ю. Левинсона-Лессинга и З. Струве конкрецией называется «концентрация минералов или минеральных агрегатов, отличных от заключающей их породы. При своем образовании они сами захватывают себе место (в противоположность секрециям), растут от центра кнаружи и часто нарастают на посторонние тела». Это определение исходит из ломоносовских представлений о «сгущении» как особой форме литогенеза и до сих пор остается одним из наиболее удачных. Однако оно не позволяет ясно отличать конкреции от форм неравномерной цементации. Согласно этому определению все конкреции образуются в результате центробежного роста или нарастания на субстрате. Но и эта точка зрения является ошибочной.

Кроме того, выражение «сами захватывают себе место» недостаточно определено, ибо сами захватывают себе место любые аутигенные образования.

Тодд (Todd) в 1903 г. определял конкреции как «камни, которые растут или, другими словами, являются желваковатыми новообразованиями (growths) различных минералов, рассеянных во вмещающей породе». В отличие от конкреций секреции растут в пустотах и «внешние слои старше, а не моложе, как это обычно бывает у конкреций». Недостатки этого определения аналогичны недостаткам предыдущего. Кроме того, могут быть конкреции и не «желваковатой» формы.

Тарр и Твехофел (1936) определяют конкреции как «агрегаты в осадках неорганического вещества в форме желваков дискоидальной, ризоидной или другой формы». Это определение неудовлетворительно и является шагом назад по сравнению с более старыми определениями, ибо не отделяет конкреции от образований типа глиняных катунов, которые Пустовалов (1940) совершенно правильно исключает из числа конкреций. Кроме того, это определение ничего не говорит о генезисе конкреций и не дает ясного представления об их общих морфологических и других особенностях.

Пустовалов понимает под конкрециями включения в породе, образовавшиеся за счет концентрации какого-либо минерального компонента, участвовавшего в образовании или последующем изменении пород (Пустовалов, 1940). Аналогичное определение дает Жемчужников (1935). Эти определения сходны с определением, приведенным в словаре Левинсона-Лессинга, и правильно дополняют его указанием на связь образования конкреций с образованием вмещающей породы. Однако эти определения, удачные по своей сжатости и генетическому подходу, также не совсем точны, поскольку они не позволяют отделять конкреции от многих жильных и натечных образований и различных форм неравномерной цементации.

В «Петрографии осадочных пород» М. С. Швецова (1948) конкреции определяются (стр. 188, 189) как «различной формы, строения и величины (от долей миллиметров до нескольких метров в диаметре) неорганические включения в осадочных слоях, обычно отличающиеся от окружающей породы своим составом». «По своему происхождению обычно представляя результат выпадения в осадке или в породе какого-либо вещества в количестве, недостаточном для того, чтобы образовать самостоятельный слой, цементировать или метасоматически заместить весь ранее выпавший осадок или породу». М. С. Швецов рассматривает секреции как разновидность конкреций. Не говоря уже о спорности этого объединения, определение М. С. Швецова не позволяет отличать от конкреций все жильные образования, участки неравномерной цементации, а также мелкие седиментационные линзы кластогенного и биогенного происхождения. Однако это определение выгодно отличается от других своей конкретностью.

Петтиджон (Pettijohn, 1949, стр. 149—155) называет «истинными конкрециями» «стяжения вокруг какого-либо центра или после отложения осадка». Это определение слишком узко, Петтиджон также не включает в число конкреций «желваки» кремня, что, конечно, неверно.

По Фурмарье (Fourmarier, 1950, стр. 715), «конкреции являются результатом концентрации вокруг центров стяжения веществ, первоначально рассеянных в породе».

Это определение аналогично определению Пустовалова и других, но относит образование конкреций к только диагенетическим или эпигенетическим процессам.

В «Минералогии» А. Г. Бетехтина (1950, стр. 133) конкреции определяются как «шаровидные или не совсем правильной формы сферические стяжения и желваки, возникающие в рыхлых осадочных породах, главным образом, глинах, песках и землистых продуктах разрушения пород». В противоположность секрциям конкреции «разрастаются вокруг какого-либо центра» (там же, стр. 139). Недостатки этого определения очевидны.

По Д. В. Наливкину (1955, стр. 119) «конкреции представляют собой стяжения различного состава, шарообразной или другой формы, образовавшиеся внутри заключающей их породы».

В «Геологическом словаре» под редакцией А. Н. Криштофовича (т. I, 1955) конкреции определяются (стр. 335) как «минеральные образования, представляющие собой агрегат однородных или различных минералов, отличающихся от вмещающей их породы. Рост конкреций идет от центра (где обычно находится постороннее тело) к периферии и происходит в результате действия кристаллизационных сил при кристаллизации или перекристаллизации вещества, рассеянного в породе».

Кристаллы в конкрециях нарастают в виде радиально расположенных лучей, а концы их образуют очертания конкреций, которые по форме бывают шаровидные, сфероидальные, сплюснутые и др. Размеры их колеблются в широких пределах — от нескольких миллиметров до десятков сантиметров». (Эта формулировка повторена в последнем издании «Словаря»).

В этом определении, кроме первой фразы, почти все неточно.

Рост конкреций обычно идет не от одного, а от множества центров, а в центре конкреций посторонние тела чаще отсутствуют. Радиально-лучистые кристаллические конкреции являются только одним, далеко не господствующим типом конкреций. Размеры конкреций колеблются от долей миллиметра до нескольких метров.

В последнем издании «Большой Советской Энциклопедии» конкреции определяются (т. 22, 1953, стр. 384) как «минеральные образования округлой формы в осадочных горных породах. Конкреции образуются благодаря стяжению рассеянных веществ вокруг некоторых центров». Это определение сходно с указанными выше определениями Жемчужникова и Пустовалова, но менее точно, так как, с одной стороны, объединяет с конкрециями такие образования, как глиняные катуны, а с другой — исключает из числа конкреций множество несомненно к ним принадлежащих лепешкообразных, цилиндрических и других конкреций неокруглой (хотя и в той или иной мере округленной) формы.

Н. Б. Вассовичем конкреции определяются как «местные обособления материала в виде эллипсоидов, линз, линзовидных пластов или образований неправильной формы, возникшие благодаря обогащению небольших участков зоны седиментации (и, гораздо чаще, зоны диагенеза) тем или иным, или несколькими химическими соединениями». Ценность этого определения состоит в попытке охарактеризовать морфологические типы «местных обособлений». Однако и это определение не отличает конкреции от секретий, а также от жил и любых участков повышенной цементации и тем более от мелких линз хомогенных осадков.

Во всех этих формулировках общим является определение конкреций как стяжений каких-либо минеральных компонентов, отличающихся от вмещающей среды (породы, почвы или даже органического тела, так как в органических телах также бывают конкреции, например, жемчужины, желчные камни и т. п.). Это общее во всех определениях, несомненно, правильно отражает действительную природу конкреции. Однако оно еще недостаточно полно характеризует специфику конкреций как особого рода «стяжений».

Разработка более точного определения затруднена тем, что генезис конкреций еще недостаточно изучен.

Не претендуя здесь на решение вопроса, подчеркнем лишь, что при разработке точного определения конкреций следует учесть следующее.

Форма конкреций разнообразна, но преобладают кривые замкнутые поверхности (обычно оваловидные). Рост конкреций обычно происходит радиально (хотя и с разными скоростями по разным направлениям) или во всяком случае по нескольким направлениям из одного или множества центров.

В составе конкреций могут участвовать и даже количественно преобладать не только хомогенный, но и кластический, и органогенный материалы, однако относительная концентрация специфического для данной конкреции хомогенного компонента является обязательным и наиболее важным признаком для отделения конкреций от вмещающих пород.

Даже самые неправильные формы конкреций, в отличие от участков цементации и замещения (например, пятен окремнения, доломитизации и т. п.), имеют определенный морфологический и текстурно-структурный тип и закономерный характер отграничения от вмещающей породы.

Все конкреции (в отличие от жильных образований) приурочены к какой-то определенной породе, фации или комплексу генетически связанных фаций.

С учетом этого можно схематично определить конкреции, как *минеральные стяжения, разносторонне растущие по субпараллельным (обычно кривым) поверхностям, ясно обособленные от вмещающей среды по составу, строению и другим литологическим признакам*².

Это определение еще не является подлинно генетическим, но оно отграничивает конкреции от включений органического и механического происхождения, от секретий³ и жильных образований, от различных форм неравномерной цементации и пластовых химических осадков, подчеркивает связь между образованием конкреций и другими формами литогенеза и указывает на важнейшую (хотя и не единственную) роль в образовании конкреций хомогенных или биохомогенных факторов. Однако, несомненно, что между конкрециями, секретиями и участками цементации, а также

² Следует отметить ценные критические замечания К. Г. Войновского-Кригера и М. С. Швецова, которые учтены автором при разработке определения понятия «конкреция».

³ Секретиями называются выделения и концентрации в пустотах определенных минеральных компонентов вмещающих пород. Часть секретий относится к эпигенетическим конкрециям (см. ниже). Однако секретии, форма которых зависит от форм пустот, где они образуются, или определяется формами роста отдельных кристаллов, уже не могут быть отнесены к конкрециям. Подавляющее большинство конкреций растет только по замкнутым кривым поверхностям и имеет тенденцию к определенной оваловидной или субоваловидной форме. Тип этой формы устойчив для каждого литогенетического типа конкреций и не зависит от формы пустот вмещающей породы или осадка, хотя и связан с его определенными структурными, текстурными и другими свойствами. Однако есть группа «кристалломорфных» конкреций, выделенная впервые К. А. Барановым (1949). К ним относятся, например, многочисленные конкреции гипса в почвах. Они удовлетворяют всем остальным признакам конкреций, но растут в форме сложных многогранников. Эти формы роста не отвечают действительным формам роста отдельных кристаллов, как это показал еще Н. В. Еремеев (1895) на примере репетекских гипсов.

между конкрециями и «пластовыми» химическими осадками существуют переходные формы. Комплекс перечисленных признаков конкреций отражает характер и направление возможных переходов от конкрециеобразования к другим типам литогенеза.

СОСТОЯНИЕ ИЗУЧЕННОСТИ СОВРЕМЕННЫХ КОНКРЕЦИЙ

Систематическое изучение современных конкреций как особого геологического (и географического) объекта еще никем не производилось, и поэтому не было попыток установить общие закономерности их географического распространения.

Наблюдения над современными конкрециями ведутся от случая к случаю и большей частью носят беглый, поверхностный характер. Как правило, исследователи ограничивались характеристикой вещественного состава и самых общих условий залегания конкреций. Описание всего комплекса литологических признаков с включением морфологических, текстурных, структурных — обычно отсутствовало или ограничивалось отдельными наблюдениями. Группы, выделенные по отдельным литологическим признакам, в редких случаях более детального описания, не сопоставлялись между собой. Поэтому по данным этих описаний не представляется возможным произвести классификацию конкреций по комплексам коррелирующих друг с другом литологических признаков (согласно методике, разработанной для классификации изученных нами ископаемых конкреций — Македонов, 1947, 1948, 1954).

Нередко в работах, где конкреции описываются попутно, они не выделяются из сходных или родственных, но существенно отличных от них так называемых «аутигенных» образований — от секреторных (натечных) форм типа железистых «стеклянных голов», или форм неравномерной цементации типа «ортзандов». В последующем изложении мы должны будем рассматривать собственно конкреции вместе с другими аутигенными образованиями, оговаривая это, но только в тех случаях, когда они определенно связаны с собственно конкрециями.

Но, с другой стороны, описанию современных конкреций с той или иной степенью детальности уделено место в огромном количестве разнообразных географических (океанологических, болотоведческих, лимнологических), геологических и почвоведческих работ; по отдельным группам конкреций частично обобщен огромный, хотя и очень неравноценный, фактический материал. Нам удалось установить более 1000 названий работ, содержащих существенные сведения о тех или иных современных конкрециях; из них до 250 посвящено специально конкрециям. Несомненно, что перечисленные работы составляют лишь часть литературы о современных конкрециях, а отрывочные сведения рассеяны в тысячах работ.

Таким образом, несмотря на отсутствие систематического изучения современных конкреций, собран материал, вполне достаточный для того, чтобы сделать попытку дать его первое обобщение и наметить пути его дальнейшего систематического изучения.

Степень изученности отдельных групп современных конкреций неравномерна. Лучше всего изучена наиболее широко распространенная группа — конкреции гидроокислов железа и марганца. Эти конкреции многократно описывались в работах почвоведов (ортштейны и ортзанды — в подзолистых почвах, железистые конкреции — в латеритах и др.), особенно в работах русских почвоведов, в лимнологических и болотоведческих работах (конкреционные озерные и болотные железные руды), в океанологических работах (морские железо-марганцевые конкреции). Много данных собрано об известковых конкрециях — следующей по распространенности группе — в современных почвах, озерах, морях, а также

в плейстоценовых осадках (литература о так называемых «иматровых камнях»). Остальные современные конкреции освещены в литературе гораздо меньше.

По отдельным территориям изученность современных конкреций еще более неравномерна. Наиболее изучены конкреции лесной, лесостепной, отчасти полупустынной и пустынной зон СССР, далее идет территория лесной зоны ФРГ, ГДР, Швеции, Финляндии и США. Имеется фактический материал о конкрециях всех крупных ландшафтных зон и областей, что позволило отдельным авторам установить некоторые закономерности географического распространения отдельных групп современных конкреций⁴.

Из отдельных свойств конкреций наиболее полно освещены их вещественный состав и общий характер залегания. В работе Д. А. Виталья (1948) о конкрециях озер Кулундинской степи сделан удачный опыт всестороннего и тщательного изучения гидрохимических условий, определяющих вещественный состав конкреций.

Интересные наблюдения в этом отношении содержатся в работах почвоведов докучаевской школы о железистых и известковистых конкрециях в почвах.

Сравнительно мало внимания уделено морфологии и строению конкреций. Почти нет попыток установить закономерности, определяющие не только состав, но и специфические формы и строение конкреций и отличающие их от других геологических тел сходного состава. Однако первые важные шаги в этом направлении уже сделаны: подмечены некоторые связи формы и строения конкреций с составом и текстурой вмещающего осадка (Венюков, 1881; Буткевич, 1928; Перфильев, 1926; Филатов, 1922) и сделаны первые попытки установить связь между морфологией конкреций и геохимическим режимом в осадочных породах или почвах.

В работе К. А. Баранова (1949) приведена детальная морфолого-текстурно-структурная систематика конкреций, в том числе и субсовременных конкреций в лёссах. Ему удалось сказать новое слово в этом направлении, хотя его методика вызывает серьезные возражения.

В общем сделано еще недостаточно, чтобы можно было предложить какую-либо общую классификацию современных конкреций по всему комплексу литологических признаков. Однако материала собрано достаточно, чтобы положить начало классификации современных конкреций по вещественному составу и самым общим типам залегания в связи с определенными генетическими обстановками, установить некоторые их естественные генетические группы, приуроченные к определенным типам осадков или почв, и наметить основные закономерности географического распространения этих групп.

Решение этой задачи облегчается еще тем, что В. В. Докучаев и его продолжатели — Л. С. Берг, А. А. Григорьев и другие советские географы создали учение о ландшафтных зонах и о взаимной зависимости различных элементов ландшафтов. Установленные нашими географами и почвоведом закономерности позволяют в тех случаях, когда выявлена определенная связь между образованием какой-либо группы конкреций и региональными (в частности, зональными) факторами ландшафтообразования, т. е. определенным типом ландшафта, экстраполировать эту связь на всю

⁴ В частности, Алабышев, 1932; Глинка, 1935; Докучаев, 1899в, 1949; Неуструев, 1931; Самойлов и Титов, 1922; Семенович, 1958; Страхов, 1947, 1959, 1960; Федорова, 1964б и другие осветили ряд закономерностей распространения железистых конкреций; Благовещенский, 1949; Виталь, 1950; Глинка, 1935; Добровольский, 1955, 1956, 1957б, 1959б, 1960а, б, в, 1961, 1964; Неуструев, 1931; Перельман, 1951; Сидоренко, 1956, 1958; Страхов, 1951а и другие — ряд закономерностей распространения известковистых конкреций; Докучаев, 1899а — гипсовых конкреций; Казаков, 1938, 1939, 1950 — фосфоритовых конкреций и т. д.

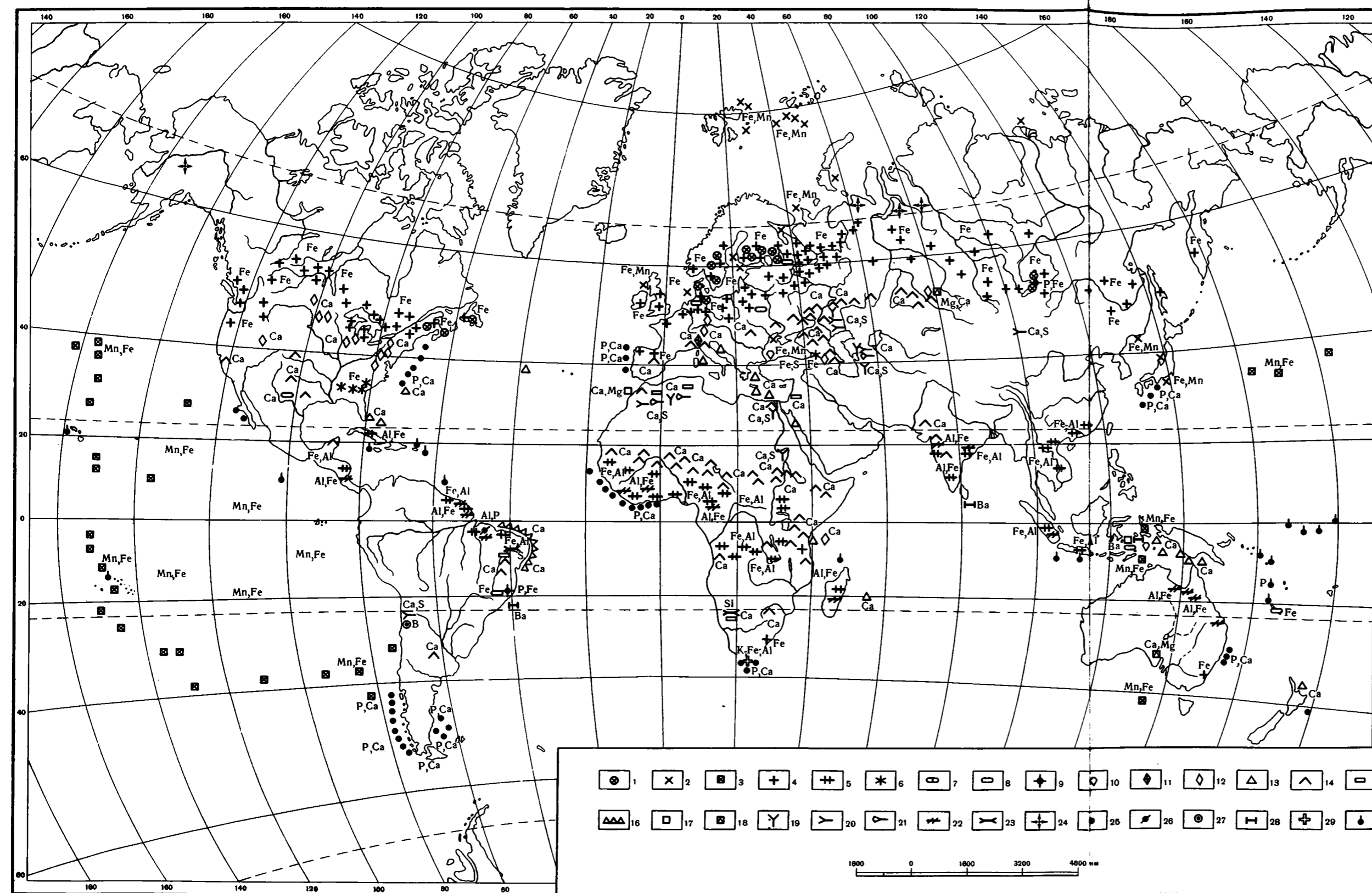


Рис. 1. Карта географического распространения современных конкреций

Конкреции: 1 — озерные железистые умеренного пояса; 2 — окисно-железистые и марганцово-железистые мелководно-морские; 3 — железисто-марганцовистые глубоководные; 4 — орштейны и ортаннды лесной зоны умеренного пояса; 5 — латеритные железистые и железистые саванн; 6 — железистые субтропических лесов; 7 — глиноземистые и железисто-глиноземистые; 8 — кремнеземистые; 9 — морские известковистые; 10 — озерные известковистые; 11 — железисто-известковистые; 12 — известковистые степных почв; 13 — известковистые «плиты» и панцири; 14 — доломитовые и известково-доломитовые; 15 — магнезиально-известковистые и известково-магнезиальные; 16 — сидеритовые; 17 — гипсовые в почвах; 18 — гипсовые «коры» и «шлиты»; 19 — баритовые; 20 — фосфоритовые; 21 — улекситовые; 22 — конкреции льда; 23 — песчано-известковые валы; 24 — гипсово-известковистые; 25 — сидеритовые в болотах; 26 — морские сидеритовые; 27 — конкреции ширита; 28 — алюмофосфатные; 29 — вивиантовые; 30 — глауконитовые

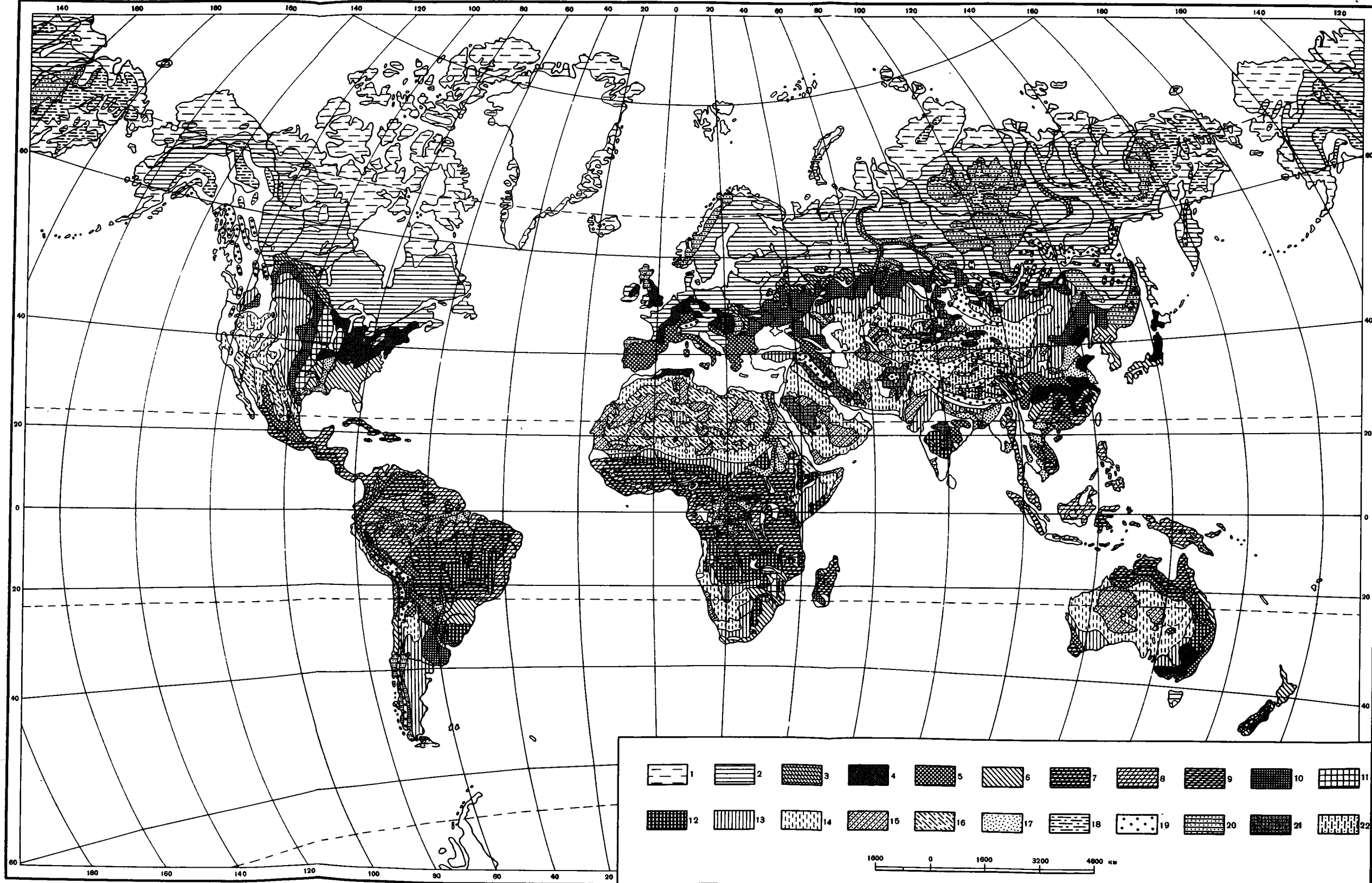


Рис. 2. Почвенная карта с обозначением конкреционных комплексов, сопряженных с почвенными зонами

1 — тундры и полярные пустыни (Субарктика и Арктика) с конкрециями льда; 2 — таежная подзона с подзолистыми почвами и железистым конкреционным комплексом (зона оргштейна); 3 — оподзоленные почвы лесостепи с марганцово-железистыми конкрециями; 4 — смешанных известково-железистых конкреций (псевдодорослевых желваков и др.) лесостепи и широколиственных лесов; 5 — область «средиземноморского» климата с железисто-известковым конкреционным комплексом; 6 — влажные субтропические леса с железистыми конкрециями; 7 — влажные саванны с железистыми конкрециями (зона саванных железняков); 8 — постоянно влажные тропические леса с редкими железистыми конкрециями; 9 — влажные саванны и переменнo-влажные леса с глиноземисто-железистыми конкрециями (латеритная зона); 10 — степи с известковым конкреционным комплексом; 11 — черноземовидные почвы прерий (большой частью без конкреций); 12 — сухие саванны с известковыми конкрециями; 13 — сухие степи с гипсово-известковым конкреционным комплексом; 14 — полупустыни и сероземы с магнезиально-кремнисто-гипсово-известковым конкреционным комплексом; 15 — песчаные пустыни без конкреций, местами гипсовые и известно-гипсовые конкреции; 16 — каменные и песчаные почвы пустынь, местами с кремнисто-известковыми и гипсовыми конкрециями; 17 — аллювиальные почвы; 18 — горно-тундровые почвы; 19 — горно-луговые почвы с нивальной дозой; 20 — горно-таежная подзона с подзолистыми почвами и железистым конкреционным комплексом; 21 — горно-степные почвы с известковыми и гипсово-известковыми конкрециями; 22 — почвы высокогорных пустынь

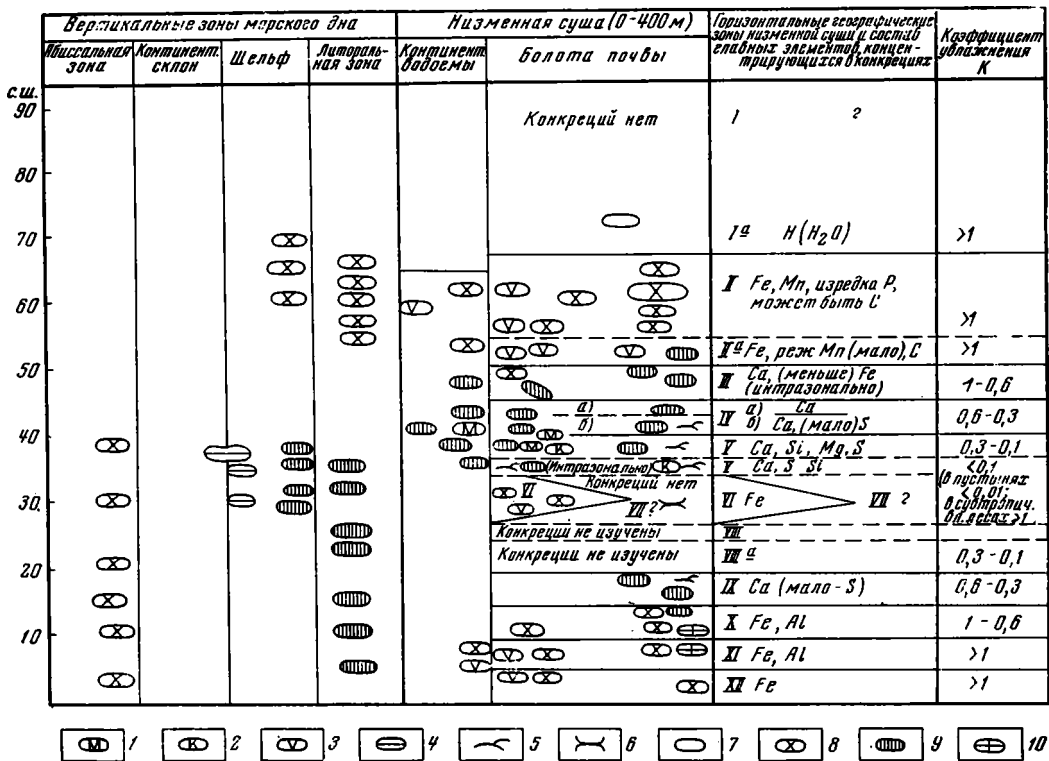


Рис. 3. Схема зонального распределения современных раннедиагенетических конкреций в северном полушарии (связь состава конкреций с географическими зонами).

I — ледовая зона; Ia — зона тундр; II — лесная зона умеренного пояса; IIa — подзона смешанных лесов; III — лесостепь; IV — степи: а) черноземные, б) каштановые; V — полупустыни; Va — пустыни с периодическими дождями; VI — субтропические влажные леса; VII — экстрааридные пустыни; VIII — тропические пустыни с периодическими дождями; VIIIa — тропические полупустыни; IX — сухие саванны; X — влажные саванны; XI — переменновлажные тропические леса (муссонные и пр.); XII — влажные тропические леса.

Конкреции: 1 — магнезиально-известковые, 2 — кремнеземистые, 3 — закисножелезистые (сидерит, виванит); 4 — фосфоритовые, 5 — гипсовые, 6 — конкреции льда, 7 — окисно-железистые и марганцевые, 8 — известковые, 9 — железисто-глиноземистые и глиноземистые, 10 — коэффициент увлажнения

территорию соответствующей ландшафтной зоны или области. Это позволило нам составить карты географического распространения конкреций (рис. 1, 2) и схемы их зонального распределения (рис. 3).

С другой стороны, созданное советской геологией учение об осадочных формациях или шире — «историко-геологических типах осадконакопчений» (Шатский, 1945; Страхов, 1946; Белоусов, 1948 и др.), связанных с определенными геоструктурными единицами и климатическими зонами, позволяет экстраполировать связь между ними на всю площадь распространения соответствующей осадочной формации.

Геотектоническое районирование современных ландшафтов и фаций еще мало разработано. Наиболее четко выделены площади древних платформ. Недостаточно ясны признаки и границы современных геосинклиналей и особенности физико-географических процессов в них; но там, где возможно, мы будем указывать особенности распространения конкреций по различным геоструктурным областям.

Значительно яснее вопрос о современных ландшафтных зонах и о так называемых типах физико-географических (и соответственно фациальных

ных) обстановок, выделяющихся в основном по геоморфологическим признакам (морские, лагунные, континентальные и другие обстановки).

Исходя из этого, мы будем рассматривать группы современных конкреций по их вещественному составу и распространению по определенным: 1) ландшафтным зонам (см. рис. 1—3 и др.); 2) геоструктурным единицам; 3) типам физико-географических и геоморфологических обстановок (и соответственно фаций) в пределах ландшафтных зон и геоструктурных областей.

Рассмотрение географического распространения отдельных групп конкреций, выделенных по вещественному составу конкрециеобразователя, позволит установить отдельные географические группы этих конкреций (например, известковистых), которые различаются по деталям вещественного состава и комплексу остальных литологических признаков. Такие географические группы (например, известковистые конкреции в почвах степной зоны умеренного пояса или окисно-железистые и марганцовисто-железистые умеренного пояса) являются уже собственно литогенетическими типами или классами конкреций. Сводка данных о таких типах позволяет заложить основу генетической классификации современных конкреций. Комбинации типов, свойственных определенным фациальным зонам и обстановкам, представляют собой литогенетические конкреционные комплексы, характеризующие эти обстановки.

ПРИНЦИПЫ КЛАССИФИКАЦИИ СОВРЕМЕННЫХ КОНКРЕЦИЙ

Учитывая состояние изученности современных конкреций, мы должны в основу их классификации положить вещественный состав. При этом важное значение имеет вещественный состав конкрециеобразователя, т. е. того хемогенного или биохемогенного вещества, которое выделяет данную группу конкреций из вмещающей породы (осадка) и относительно концентрируется в конкрециях в процессе их образования. Кроме того, в образовании конкреций почти всегда принимает участие материал, аналогичный (хотя обычно не вполне тождественный) материалу вмещающего или подстилающего субстрата.

Конкрециеобразователи не являются минеральными индивидами, а представляют собой агрегаты минералов в определенных (закономерных для каждой естественной группы конкреций) соотношениях с вмещающим материалом. Относительно редко конкрециеобразователь является мономинеральным агрегатом. Обычно он представляет собой сложный комплекс: 1) доминантного, или господствующего конкрециеобразующего минерала (иногда двух или даже трех); 2) сопровождающих и 3) аксессуарных конкрециеобразующих минералов. Например, в конкрециях «озерных железных руд», один-два-три минерала гидроокислов железа являются доминантными конкрециеобразующими минералами, различные гидроокислы марганца — сопровождающими, а некоторые органические соединения железа и марганца — лептохлориты, соединения фосфора, а иногда также железистые карбонаты и свободный глинозем — аксессуарными.

Основой классификации конкреций по вещественному составу является состав доминантного минерала — конкрециеобразователя. Однако при более детальной классификации необходимо учитывать и состав сопровождающих и аксессуарных конкрециеобразующих минералов. Только в этом плане можно говорить о химико-минералогической классификации конкреций, которая принципиально отлична от собственно минералогических классификаций⁵. Поэтому такие весьма непостоянные и сложные в минералогическом отношении смеси, как современные окисно-желези-

⁵ Это обстоятельство часто не учитывается в геологической литературе.

сто-марганцовистые морские конкреции, представляют собой все же единую группу конкреций по вещественному составу конкрециеобразователя.

Группы конкреций, существенно отличные по химико-минералогическому составу конкрециеобразователя, можно назвать классами конкреций, которые объединяются в более крупные единицы — разряды (например, классы сидеритовых, доломитовых и других конкреций — в разряд карбонатных конкреций), отвечающие в основном естественным химическим группировкам доминантных конкрециеобразующих минералов.

Кроме химико-минералогической классификации современных конкреций, возможны классификации их и по другим литологическим признакам, например, по морфологии, конкреционной текстуре и структуре. Однако для создания этой классификации, как указывалось выше, еще недостаточно фактического материала. Поэтому мы не можем в настоящей работе предложить классификацию по всему комплексу генетически связанных между собой литологических признаков конкреций и ограничимся химико-минералогической классификацией. В конце книги мы попытаемся наметить схему литогенетической классификации.

Классификация конкреций по вещественному составу конкрециеобразователей не является, конечно, собственно генетической, но классы и разряды конкреций, выделенные по этому признаку, с учетом условий их местонахождения и залегания, связаны с определенными условиями седиментации и диагенеза, ибо вещественный состав конкреций — их важнейший признак.

Основные группы современных конкреций по вещественному составу:

*I. Доминантные конкрециеобразователи —
окислы и гидроокислы*

1) гидроокисно- и окисно-железистые, гумусово-окисно-железистые, окисно-железисто-марганцовистые и окисно-марганцовистые; окисно-железистые и окисно-марганцовистые; 2) конкреции гидратов глинозема (гидроглиноземистые); 3) конкреции кремнезема (гидрокремнеземистые и кремнистые); 4) конкреции льда.

II. Конкреции солей кислородных кислот

А. Карбонатные

5) сидеритовые и беммеленитовые; 6) кальцитовые и арагонитовые (известковистые); 7) доломитовые; 8) магнезито-кальцитовые.

Б. Сульфатные

9) гипсовые и ангидритовые; 10) баритовые; 11) мелантеритовые.

В. Фосфатные

12) фосфоритовые; 13) вивианитовые.

Г. Боратные

14) улекситовые.

III. Сульфидные конкреции

15) конкреции сульфидов и гидросульфидов железа: пирита, марказита, мельниковита, гидротроилита.

IV. Конкреции смешанного состава

16) железисто-глиноземистые; 17) кремнисто-известковые; 18) известково-гипсовые; 19) известково-окисно-железистые; 20) доломито-известковые и др. Многие из этих переходных или смешанных групп имеют самостоятельный «ареал» географического распространения.

На рис. 1—3 обобщены основные данные о географическом распространении этих групп конкреций, а в табл. I — данные об их химическом составе.

Перечисленные разряды и классы современных конкреций не исчерпывают их полный состав.

Известно большое количество гипергенных минералов (не меньше

150), которые образуют конкреции и близкие к ним «агрегаты» — почковидные, радиально-лучистые, субсферические, скорлуповато-почковидные «желваки» и т. п. (Бетехтин, 1950; Смолянинов и Синегуб, 1950 и др.). Особенно часто такие образования дают минералы многих гидроокислов, карбонатов, арсенатов и фосфатов.

Перечисленные группы, однако, охватывают, несмотря на все оговорки о неполноте наших знаний, более 90% общего количества современных конкреций и представляют собой основные, наиболее распространенные группы. Остальные конкреции приурочены главным образом к узколокальным условиям (например, к коре выветривания отдельных типов рудных месторождений, некоторых изверженных пород или к специфическим гидротермам) и в настоящей работе рассматриваться не будут⁶.

Мы не будем также заниматься микроконкрециями, т. е. оолитами, сферолитами, глобулярными образованиями меньше 1 мм в диаметре, если только они не связаны переходами с современными конкрециями макроскопических размеров того же состава.

Мы не будем здесь останавливаться на рассмотрении вопроса о современных глауконитовых осадках как скоплениях микроконкреций⁷. Однако вопрос о распространении известковых оолитов мы кратко рассмотрим.

Далее мы исключим из рассмотрения весьма многочисленные современные конкреции, образующиеся непосредственно в теле живых современных организмов, например, известковые, фосфатные, «слюнные», желудочные, кишечные и другие «камни» различных животных; «желчные», «почечные» и другие «камни» в человеческом теле⁸; «жемчужины» в моллюсках (Цинзерлинг, 1941 и др.); различного рода железистые, кремнистые и известковистые стяжения в растениях и т. д.

Перечисленные группы конкреций расположены соответственно порядку химико-минералогической классификации доминантных конкрециеобразующих минералов. Однако мы еще раз подчеркиваем, что большинство из классов современных конкреций не может быть охарактеризовано каким-либо одним конкрециеобразующим минералом.

Забегая вперед, можно отметить, что большинство современных гипергенных минералов, широко участвующих и в седиментации, и в диагенезе, в частности почти все глинистые материалы и хлориды, все слюды, большинство хлоритов⁹, очень многие сульфаты и ряд других, конкреций не образуют и, таким образом, закономерности распространения современных конкреций принципиально отличны (хотя и не независимы, как будет показано ниже) от закономерностей распространения гипергенных минералов вообще.

⁶ Мы исключаем также вопрос о конкрециях в изверженных породах, например, в современных лавах (вариолиты, миндалины и пр.). Не рассматриваются нами и искусственные образования аналогичного рода, например, «камни» в стеклах. (Белянкин, 1933; Безбородов, 1951 и др.).

⁷ Например, по Петелину (1954), аутигенный глауконит в осадках Охотского моря представлен главным образом «микроконкрециями» до 2,5 мм в диаметре. Возможно, что в дальнейшем будут найдены и более крупные конкреции глауконита, но сейчас этих данных еще слишком мало.

⁸ Работы Бехгольда (Bechhold, 1912), Шаде (Schade, 1909, 1910), Эдингера (Edinger, 1933) и др.

⁹ Единичные случаи образования конкреций хлорита отмечены в коре выветривания (Гинзбург и Рукавишников, 1951; Сердюченко, 1953 и др.).

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ГРУПП СОВРЕМЕННЫХ КОНКРЕЦИЙ

ОКИСНО-МАРГАНЦОВИСТО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ И ОКИСНО-ЖЕЛЕЗИСТЫЕ КОНКРЕЦИИ

Эта категория включает в себя две группы конкреций, в одной из которых преобладают окислы железа, а в другой — окислы марганца. В современную геологическую эпоху обе группы большей частью связаны переходными формами с самыми разнообразными соотношениями железа и марганца, причем чисто марганцовистые очень редки и условия их самостоятельного распространения не выяснены. Переходные формы распространены в тех же генетически близких обстановках, что и формы с резким преобладанием окислов железа над окислами марганца. Поэтому закономерности географического распространения обеих групп мы рассматриваем совместно.

Химический состав конкреций этой группы показан в табл. I—XXIV (приложение). Географическое распространение см. на рис. 1—3.

Конкрециеобразователями окисно-железистых и железисто-марганцовистых конкреций являются различные минералы гидроокислов железа и марганца, с различной степенью гидратации и окисления, но с преобладанием высших степеней окисления. В минералогическом отношении это всегда сложная смесь различных минералов. В некоторых участвуют и безводные окислы. Кроме окислов железа и марганца, в этих конкрециях обычно наблюдается относительная концентрация (по сравнению с боковым и подстилающим осадком) органических соединений железа и марганца, а также фосфора (в не выясненной еще минералогической форме) и свободного кремнезема.

Размеры современных конкреций этой группы сильно колеблются, но редко превышают мощность (толщину) 10 см и длину 1—2 м. Однако железистые корки, линзы и «панцири», возникающие в результате срастания отдельных конкреций, могут достигать мощности нескольких метров.

Форма и строение конкреций недостаточно изучены. Преобладают, по-видимому, субволоидные и субсферические, часто концентрического строения, лепешкообразные и близкие к ним конкреции, а также трубчатообразные. Конкреции этой группы встречаются в самых различных фациях — от абиссальных глубин океана до высокогорных плато (см. рис. 1, 2). Однако за этим разнообразием выступают строго определенные закономерности физико-географического распространения. Прежде всего выделяются две географические группы этих конкреций: А) континентальные и Б) морские, а внутри первой группы — окисно-железистые и железисто-марганцовые конкреции: 1) в почве и коре выветривания и 2) в континентальных водоемах.

Окисно-железистые и железисто-марганцовые конкреции в континентальных фациях

Почвы элювиального ряда¹⁰ и коры выветривания

Собственно в коре выветривания окисно-железистые конкреции часто приурочены к зонам окисления различных рудных месторождений, «железным шляпам», выходам основных и ультраосновных изверженных и других пород, относительно обогащенных железом (Гинзбург, 1946). Нередко с рудными месторождениями связаны также специфические конкреции, как, например, магнетитовые конкреции Урала, описанные Е. И. Каминской (1951). Закономерности распространения этих конкреций, очевидно, связаны с распределением соответствующих типов пород. Однако эти конкреции являются лишь незначительной частью общей массы железистых конкреций. Основная масса их приурочена к определенным географическим типам современных почв и коры выветривания.

Ортштейны и ортзанды. Окисно-железистые и марганцово-железистые конкреции в почвах представлены прежде всего так называемыми ортзандами и ортштейнами, т. е. железистыми стяжениями и сцементированными участками в горизонтах А₂ и В подзолистых и болотно-подзолистых почв (см. табл. IV, V—X, рис. 4—6).

Им посвящена обширная почвоведческая и географическая литература. Назовем, в частности, работы Аарнио, 1915; Aarnio, 1918; Ариуншкнйо, 1939 (обстоятельная сводная работа об ортзандах); Афанасьева, 1930 (одна из лучших работ о генезисе ортштейнов); Безрука, 1932; Быстрова, 1936 (биохимическая теория образования ортштейнов); Ваксмана, 1937; Вильямса, 1949б; Высоцкого, 1905; Геммерлинга, 1922; Глинки, 1935; Добровольского, 1957б, 1960б, 1964; Добровольского и Зырина, 1957; Досмановой, 1934; Докучаева, 1899б; Захарова, 1911; Кравкова, 1937; Ливеровского, 1933 и 1934; Морозова Г. Ф., 1901; Морозова С. С., 1938; Зайделямана и Оглезнева, 1963; Набоких, 1911; Неуструева, 1931; Павлинова, 1887; Полянова, 1915; Польского, 1961; Понизова, 1958; Росликовой, 1958; Сукачева, 1903; Тумина, 1909; Тюрина, 1922; Хардопа, 1938; Фагелера, 1935; Филатова, 1922; Шокальской; 1948; Ашана (Aschan, 1908); Беммелена (Bemmelen, 1900); Батера (Beater, 1940); Бломфилда (Bloomfield, 1952); Бюлова (Bülow, 1934, 1949); Гельбига (Helbig, 1909а, б); Кромптона (Crompton, 1952); Сенфта (Senft, 1862); Фагелера (Vageler, 1906); Уинтерса (Winters, 1938); Нэмеча (Nemec, 1940); Дроздова и Никифорова (Drosdoff and Nikiforoff, 1940). Огромное количество сведений об ортштейнах и ортзандах рассеяно в различных сводных почвоведческих работах и региональных описаниях почв. Мы указали здесь некоторые из этих обзорных и регионально описательных работ (вроде работ Ливеровского, Тумина и др.), поскольку они содержат оригинальные и ценные данные об ортштейнах или (Глинка, Неуструев, Кравков и др.) дают существенные сводки.

Ортзанды и ортштейны различаются между собой: ортзанды образуются только в песчаных и супесчаных почвах (Геммерлинг, Глинка, Ариуншкнйо и др.), а собственно ортштейны — в глинистых и суглинистых. Однако многие почвоведы употребляют термин «ортштейны» в более широком смысле, включая в это понятие и «ортзанды». Г. М. Тумин употреблял термин «ортштейны» в смысле «ортзанды» и, проводя различие между ортштейнами и собственно конкрециями, указывал, что ортштейны (ортзанды) частично состоят из конкреций. В таблицах химических анализов (II, III—X) приведен состав ортзандов и ортштейнов согласно представлениям В. В. Геммерлинга и К. Д. Глинки.

Однако не все ортштейны и ортзанды, описанные в литературе, являются конкрециями. Например, несцементированные, рыхлые ортштейны в большинстве случаев не являются таковыми. К. Д. Глинка, выделяя спе-

¹⁰ Термин «почвы элювиального ряда» не означает, что эти почвы являются элювием, и указывает только на происхождение почв в условиях, когда не происходит значительного механического приноса или выноса вещества почвенного субстрата. Почвы формируются в основном в субаэральных условиях, а принос хемогенных и биогенных компонентов происходит в основном за счет химических и биологических процессов в той же территории, где образуется данная почва.

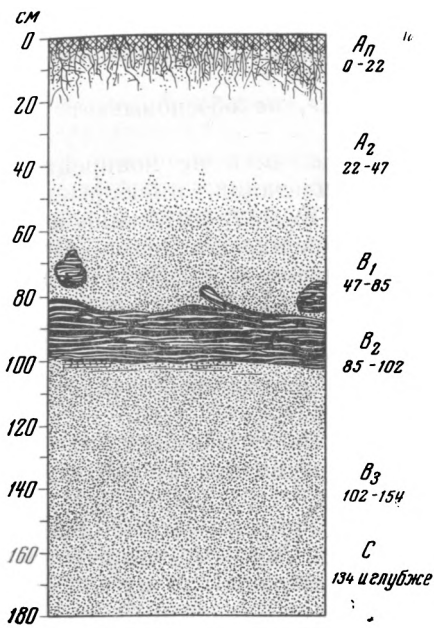


Рис. 4. Современные ортзанды в почвах СССР (по Е. В. Аринушкиной, 1939)

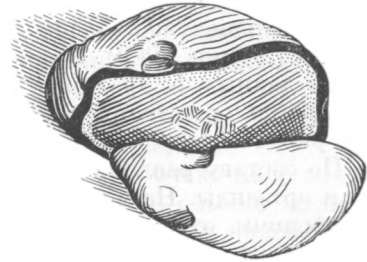


Рис. 5. Железистая конкреция в подзолистых почвах Австралии, около Канберры (по Crompton, 1952)

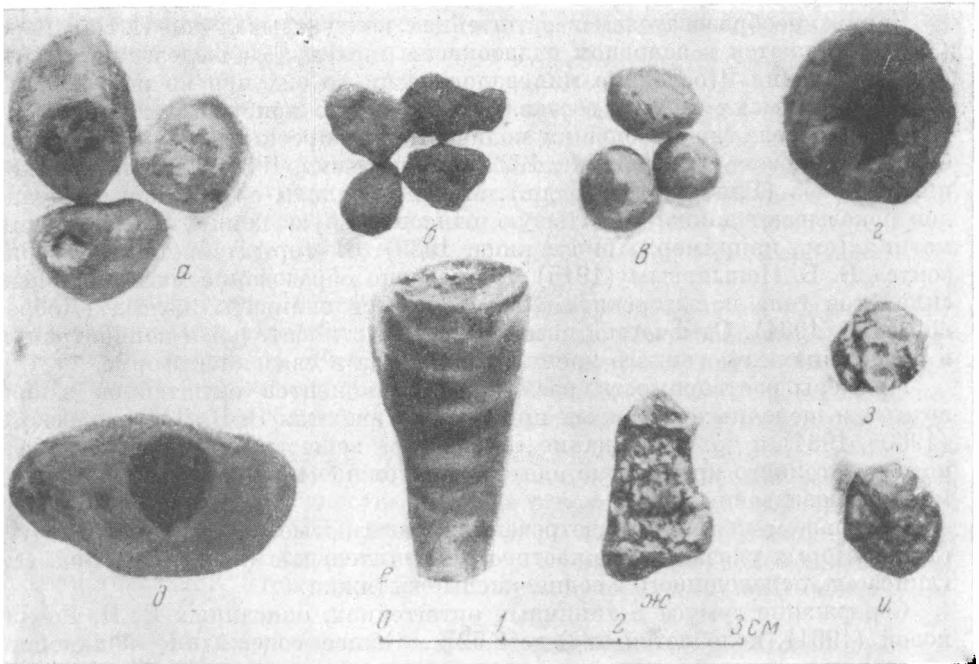


Рис. 6. Окисно-железистые конкреции (из коллекции Почвенного музея АН СССР, Ленинград)

В современных почвах лесной зоны умеренного пояса СССР: а — неравномерно светлые ортштейны из лугово-подзолистой почвы, б — ортштейны (рудяковые зерна) с охристой поверхностью из песчаной почвы, в — серые ортштейны из суглинистой почвы, г — прикорневая железнистая конкреция в поперечном сечении. Субсовременные (четвертичные) озерные железнистые конкреции: д — полный железнистый «дутик» из ленточных глин.

Железисто-марганцовистые конкреции в почвах лесной зоны, в Приморье (Дальний Восток, по Росликовой, 1961): е — полые, железнистые — в обнажении р. Усури на глубине 2—2,5 м; жс — полые, прикорневые — в гумусовом горизонте лугово-болотных почв; з, и — шарообразные, залегающие непосредственно в почвенной массе

циальную группу «конкреционных ортштейнов», не обосновывает такое выделение.

Некоторые цементированные ортштейны являются не конкрециями, а участками неравномерной повышенной цементации, имеющими инфльтрационное происхождение. К. Д. Глинка, Е. В. Аринушкина и другие считают, что все «ортзанды» являются неконкреционными. Опыты М. М. Филатова (1922), а также В. А. Приклонского и др. (1944) показали возможность возникновения ортзандоподобных образований путем простой инфльтрации коллоидных или истинных растворов гидроокиси железа в достаточно пористые грунты. Однако даже неконкреционные ортзанды большей частью включают в себя более мелкие «собственно» конкреции (Тумин, 1909).

По данным Е. В. Аринушкиной (1939), многие ортзанды и тем более собственно ортштейны имеют бесспорно конкреционное происхождение (см. рис. 4—6).

По составу различают прежде всего гумусовые и железистые ортштейны и ортзанды. На вопрос, можно ли относить гумусовые ортштейны к конкрециям, ответить пока трудно. Если это конкреции, то их следовало бы выделить в совершенно особый класс. Они цементированы гумусовым веществом при незначительной примеси железистых компонентов и связаны постепенными переходами с собственно железистыми ортштейнами, которые в наибольшей степени могут быть отнесены к конкрециям. Железистые ортштейны образуются, по-видимому, в несколько лучше дренированных участках, чем гумусовые (Зайцев, 1946; Иванова, 1945).

Конкрециеобразователем в ортштейнах, как указывал еще Н. Павлинов (1887), являются в основном гидроокислы железа¹¹ и железисто-гумусовые соединения. Последние минералогически до сих пор не изучены, но несомненно имеют кислый состав. Обычно также присутствуют в относительно и абсолютно небольших количествах гидроокислы марганца, свободный глинозем (Геммерлинг, 1922; Аринушкина, 1939 и др.) и соединения фосфора (Глинка, 1935 и др.). Многие анализы ортштейнов и ортзандов показывают также небольшую относительную концентрацию в них магния (см., например, Аринушкина, 1939). В «ортштейногенном горизонте» Б. Б. Полюновым (1915) установлено образование магнезиальных силикатов типа палыгорскита. Установлены и силикаты железа (Добровольский, 1964). Отмечается незначительная относительная концентрация в ортштейнах хемогенного кремнезема, всегда в связанной форме.

Примеры растворимости различных компонентов ортштейнов в кислотных и щелочных вытяжках приведены в работах В. В. Добровольского (1960б, 1964) и др. Содержание «опалового» вещества, т. е. гелей свободного аутигенного кремнезема, обычно ничтожно (меньше 1%; см., например, Добровольский, 1960б).

В большем количестве встречаются железистые хлориты, на присутствие которых указывают, в частности, значительные (более 1%) примеси глинозема, переходящего в солянокислые вытяжки.

Содержание гумуса в типичных ортштейнах, описанных В. И. Росликовой (1961), колеблется от 0 до 3,52%. Общее содержание конкрециеобразователей в ортзандах очень невелико (см. табл. II). Содержание железа колеблется от нескольких десятых до 4%, составляя в среднем около 2%. В ортштейнах содержание железа во много раз больше и колеблется (см. табл. III—VII) от 3—4 до 27%, в среднем около 10% (см. табл. I). Содержание марганца в ортзандах обычно не больше нескольких

¹¹ По В. В. Добровольскому (1964), это главным образом гидрогетит, гидрولепидокрокит, лепидокрокит, эрвертит, гели гидроокислов железа и др. Железо-марганцовые «новообразования» обогащены примесями V, Ni, Cu, Co, Pb, Mo, Be и др.; для железистых особенно характерны примеси Ni, Cu, Be.

десятих долей процента, в ортштейнах — от 0,2 до 13% и в среднем составляет около 3,8%.

Содержание остальных ортштейнообразователей, кроме гумусов в «гумусовых» ортзандах, во много раз меньше. Основной материал типичного ортзанда и значительной части ортштейнов — силикатный обломочный материал боковой породы, по сравнению с которой ортштейны и ортзанды всегда более обогащены коллоидной фракцией. Мелкие округленные ортштейны в суглинистых почвах содержат гораздо больше железа, чем плитообразные «ортзанды».

Как видно из табл. II—X, коэффициент концентрации железа в ортштейнах и ортзандах по отношению к вмещающей почве колеблется от 2 до 9 и от 4 до 9. Коэффициент концентрации марганца обычно значительно выше и колеблется от 37 до 50.

Интересно, что эти величины в указанных пределах весьма устойчивы для всей огромной территории лесной зоны умеренного пояса.

Морфология и текстура ортштейнов и ортзандов еще очень мало изучены. Твердые железистые ортштейны представляют собой обычно желвачки размером от долей миллиметра до 1—2 см в диаметре, они напоминают «зерна», «дробовины», или «бобовины»; правильные очертания очень редки, и часто эти желвачки имеют округлые или угловатые формы (см. рис. 4—6).

Конкреционные ортзанды чаще всего имеют неправильно (но несколько округленно) плитчатые «глыбовые» формы, с переходами в уплощено-овалоидные (см. рис. 4). Неконкреционные ортзанды (инфильтрационного происхождения) отличаются от конкреционных, по-видимому, совершенно неправильной формой и отсутствием резких боковых контактов с вмещающей почвой.

Все ортштейны и ортзанды являются несомненно диагенетическими¹² почвенными образованиями и приурочены к горизонтам A₂ и B почвенного профиля, обычно являющимися иллювиальными горизонтами. Для данной почвы ортштейны всегда представляют определенный стратиграфический горизонт этой почвы. Изредка они встречаются и в горизонте A₁. Типичные распределения ортштейнов по почвенным горизонтам показаны в табл. V, VII, XI.

Установлена связь ортштейнообразования с подзолистым типом почвообразования, хотя образование ортштейнов нельзя связывать с любым подзолистым процессом. Как почвенные образования, ортштейны генетически связаны с протекающими в почве биохимическими процессами, но прямым результатом бактериальной жизнедеятельности они, по-видимому, не являются.

Уже давно было замечено закономерное географическое распространение ортштейнов, в частности, связь их с почвами лесистых низменностей. В. В. Докучаев (1896) впервые указал на связь ортштейнов с ландшафтной зоной лесов умеренного пояса и соответствующей почвенной подзолистой зоной. Это положение подтверждено последующими исследованиями.

В отдельных работах можно встретить указания на образование «подзолов» и связанных с ними ортштейнов и во влажных лесных зонах субтропиков и тропиков. Например, по Вагелеру (Vageler, 1906, 1935) ортштейны мощностью до 2 м образуются в бессточных углублениях между прибрежными дюнами на о-ве Мафия (Восточная Африка; Шокальская, 1948). Г. Д. Хардоном (1938) описаны «ортштейны» в так называемых

¹² Многие исследователи (Страхов, 1956; Добровольский, 1964) отрицают применимость термина «диагенез» к процессам преобразования осадка в субаэральном условиях. Добровольский аналогичные процессы характеризует термином эпигенез, что заведомо неверно, так как этот термин широко употребляется в другом значении.

«падангах» на островах Зондского архипелага и в Индокитае. На залесенных высокогорных плато тропических областей встречаются образования, очень сходные с ортштейнами, например, «меррам». Они обнаружены в Восточной Африке на высотах 2000—3000 м, в «белых почвах» (Шокальская, 1948).

Однако все эти «ортштейны» приурочены к интразональным или горным ландшафтам тропиков и отличаются от типичных описанных выше ортштейнов иным содержанием и составом гумуса, а также более низким отношением кремнезема к глинозему и более высоким содержанием свободного глинозема¹³. Таким образом, следует согласиться с мнением З. Ю. Шокальской (1948), которая считает, что настоящие ортштейны не могут образовываться в тропической лесной зоне.

В зоне субтропических влажных лесов отмечены субтропические подзолы и оподзоленные желтоземы с железистыми конкрециями, иногда очень близкими к ортштейнам умеренного пояса (см. стр. 30).

Во всех других ландшафтных зонах ортштейнообразование не происходит. Северная граница (в северном полушарии) образования ортштейнов совпадает примерно с северной границей (см. рис. 2) лесотундры (Ливеровский, 1933—1934; Говорухин, 1948 и др.). При переходе от лесной зоны к степной в лесостепи ортштейнообразование в плакорных («элювиальных») почвенных фациях исчезает и осуществляется интразонально. Так, например, в условиях избыточного увлажнения («гидрогенных» фациях, по Добровольскому) в лесостепи образуются местами ортзанды в песчаных почвах сосновых боров по террасам рек. Ортзанды в аллювиальных песках у Харькова описаны В. Н. Сукачевым (1903), а в Хреновском бору Воронежской лесостепи — Г. Ф. Морозовым (1901). Еще реже образуются собственно ортштейны (например, в торфяно-подзолистых и глеевых почвах долин рек, Зайдельман и Оглезнев, 1963), причем они могут сочетаться в одном и том же профиле с известковыми конкрециями, которые в таких случаях залегают всегда в более глубоком горизонте почвы, чем железистые (Глинка, 1935; Тюрин, 1939; Тумин, 1915; Т. И. Попов, 1914 и др.). В Воронежской «степи», по Т. И. Попову, мелкие железистые конкреции (не больше 0,5 см в диаметре) залегают в некоторых глеево-подзолистых почвах и солодах в плохо дренированных понижениях, т. е. приурочены к полуболотным фациям. Однако, как видно из описания Попова, даже в этих фациях избыточного увлажнения, которые содействуют образованию железистых конкреций, более 90% почвенных профилей содержат главным образом известковые конкреции; железистые конкреции связаны с местным особенно сильным выщелачиванием, и общее количество их составляет не более 10% общей массы отмеченных Т. И. Поповым конкреций.

Подзона лиственных лесов резко отличается в ландшафтно-климатическом отношении от остальной лесной зоны. Большинство географов относят ее к той же зоне, что и лесостепь (Берг, 1936, 1947; Исаченко, 1950, 1952 и др.). В бурых и серых лесных почвах, характерных для этой подзоны в Западной Европе и США, ортштейны в типичном почвенном профиле отсутствуют. Исключение составляют некоторые выщелоченные буроземы влажных буковых лесов (Румыния), в которых ортштейны представлены очень мелкими и своеобразными формами.

Ортштейны, описанные в этой зоне (например, в Баварии и Шварцвальде, в «средней лёссовой зоне» Чехословакии, Румынии и Молдавии), большей частью являются интразональными (например, песчаные подзо-

¹³ Например, содержание Fe_2O_3 в «ортштейнах», описанных Г. Д. Хардоном (1938), не превышает 0,07% (это меньше, чем в рыхлых бурых кварцевых песках тех же падангов). Содержание гумуса составляет 5,2%, а глинозема — в несколько раз больше, чем кремнезема, чего никогда не наблюдается в ортштейнах умеренного пояса.

листые почвы сосновых лесов). Они бывают также связаны с горными подзолистыми почвами и (как в лесостепи) могут сочетаться в одном и том же почвенном профиле с более глубоко залегающими горизонтами известковых конкреций.

В степных почвах и прочих семиаридных и аридных почвах ортштейны отсутствуют. В пределах лесной зоны умеренного пояса ортштейны отчетливо приурочены к подзонам смешанных и хвойных лесов с хорошо выраженными подзолистыми почвами. Я. Н. Афанасьев (1930) показал и некоторые закономерности распространения ортштейнов внутри этой зоны: отчетливый максимум ортштейнообразования совпадает с северной полосой подзоны хвойных лесов, тайги.

Эти особенности географического распространения ортштейнов можно считать строго установленными на всей территории северного полушария. По-видимому, они могут распространяться и на территорию южного полушария в соответствии с выраженными там аналогичными ландшафтными зонами (см. рис. 1—3).

Таким образом, можно считать доказанной мысль Докучаева о зональном распространении ортштейнов. В этом отношении ортштейны являются индикаторами определенной ландшафтной зоны, а именно — современной лесной зоны умеренного пояса¹⁴, в особенности ее таежной подзоны. В значительной мере это относится к твердым конкреционным ортштейнам, так как рыхлые и слабо выраженные ортштейны имеют более расплывчатые и широкие границы географического распространения.

Эта закономерность уже используется почвоведом и геологами. Например, Ю. А. Ливеровский (1934) рассматривает находки погребенных реликтовых ортштейнов в некоторых послеледниковых почвах тундр СССР как доказательство недавней миграции лесной зоны в послеледниковое время.

С другой стороны, даже в таких нехарактерных для таежной подзоны интразональных фациях, как солончаки (может быть, реликтовые) в Якутской АССР, встречаются ортштейны, что позволяет легко отличать данные солончаки от солончаков других зон.

В настоящее время ортштейны и ортзанцы описаны на огромной площади в пределах всей лесной зоны умеренного пояса северного полушария: от штата Орегон (Drosdoff a. Nikiforoff, 1940) и штата Иллинойс в США (Winters, 1938) до Камчатки и Сахалина.

Как видно из табл. I—VII, химический состав ортштейнов и ортзанцов на всей этой территории весьма устойчив, и столь же устойчивы отличия химического состава ортштейнов и ортзанцов между собой¹⁵.

Устойчиво сохраняются на всей этой площади и основные морфологические, текстурные и структурные особенности ортштейнов и ортзанцов, их положение в почвенных профилях и в рельефе местности.

В южном полушарии лесная зона умеренного пояса слабо выражена, т. е. представлена сравнительно мелкими «пятнами» (см. рис. 2) и мало изучена. Но там, где она достаточно детально изучена, в ней также отмечены ортштейны, ничем существенно не отличающиеся от ортштейнов лесной зоны умеренного пояса северного полушария (ср. рис. 5, 6). Так, например, типичные ортштейны описаны в юго-восточной Австралии — Кромптон (Crompton, 1952) и в Новой Зеландии — Грэйндж (Grange, 1934).

Однако было бы ошибочным делать вывод о том, что ортштейны являются обязательным признаком подзолистых почв. Конкреционные ортштейны встречаются не в каждом почвенном профиле подзолистой зоны

¹⁴ Возможно, и некоторых фаций лесной зоны субтропиков (особая группа ортштейнов).

¹⁵ В деталях состав ортштейнов сильно варьирует в пределах одного и того же района (см., табл. V—VII) и даже одного и того же почвенного профиля (см. табл. VIII—XI).

(Тумин, 1909 и др.). По мнению Я. Н. Афанасьева, для образования ортштейнов внутри лесной зоны умеренного пояса с подзолистыми почвами необходимы дополнительные условия.

Первым из этих условий является, по-видимому, высокий уровень стояния грунтовых вод в течение значительной части года и сочетание (в той или иной форме) подзолистого и болотного процессов. Поэтому при прочих равных условиях «плохо дренированные» почвы содержат гораздо больше конкреций (в процентах объема почвы), чем «хорошо дренированные» (см. табл. XI), причем болотный процесс нельзя рассматривать как азональный, ибо в других ландшафтных зонах он не приводит к образованию ортштейнов. В то же время резкое преобладание болотного процесса ведет к снижению или отсутствию конкрециеобразования (Тумин, Я. Н. Афанасьев и др.) непосредственно в почвах самих болот¹⁶.

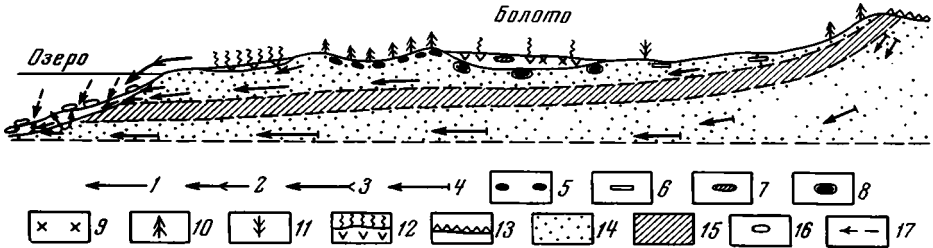


Рис. 7. Схема расположения озерных, болотных и почвенных конкреций лесной зоны 1 — пути инфильтрации грунтовых вод, относительно богатых Fe и CO₂; 2 — то же, поверхностных вод; 3 — господствующие направления диффузии; 4 — то же, инфильтрации грунтовых болотных вод, богатых гумусом и CO₂, но бедных Fe; 5 — ортштейны; 6 — ортзанды; 7 — болотный сидерит; 8 — болотный бурый железняк; 9 — виванит; 10 — еловый лес на суглинках; 11 — лес на песчаных лабодренированных почвах; 12 — низинный торфяник; 13 — верховой торфяник; 14 — водопроницаемый грунт; 15 — водонепроницаемый или слабопроницаемый грунт; 16 — озерные железистые конкреции; 17 — дополнительные направления диффузии или инфильтрации

Сопутствующим условием ортштейнообразования является развитие таких специфических растительных формаций, как, например, верещатников, хвойных лесов, мхов и осоковых болот. Очевидно, это условие, в свою очередь, определяется зональными геоботаническими факторами. Железо аккумулируется растениями этих формаций (например, мхами, осоками).

Благоприятным типом рельефа для ортштейнообразования являются пологоволнистые низменности, плато или сильноденудированные древние горные страны. Ортштейны обычно приурочены к понижениям мезорельефа, к основаниям или нижней трети пологих склонов (особенно поблизости к болотам). При этом они могут быть приурочены к мелким повыше-ниям микрорельефа в пределах этих пониженных участков (Захаров, 1911; Орлов, 1939; Тумин, 1909; Senft, 1862).

На рис. 7 дана схема расположения различных групп конкреций лесной зоны в зависимости от рельефа.

Следующим необходимым условием образования ортштейнов и ортзандов, в особенности мощных «плитообразных» форм, является известная степень зрелости ландшафта. Формирование почвенного профиля с хорошо выраженным ортштейном требует (по наблюдениям в Швеции и на Северо-Германской низменности) нескольких тысяч лет более или менее стационарного типа физико-географической обстановки. Поэтому террито-

¹⁶ Это происходит благодаря тому, что основная масса железа в форме подвижных закисных соединений выносится за пределы заболоченной территории; зато часто при этом происходит усиленное ортштейнообразование в поймах рек (Зайдельман и Оглезнев, 1963).

рии, характеризующиеся большой подвижностью режима (геосинклинальные молодые горные страны, вулканические области, геосинклинальные аллювиальные равнины и т. д.), имеют неблагоприятные условия для образования ортштейнов. Очевидно, и зрелость ландшафта не является зональным фактором (в представлении Докучаева и Берга) и определяется в конечном счете геотектоническим режимом.

Наконец, благоприятными и даже необходимыми условиями образования ортштейнов и ортзандов, в особенности крупных форм, являются определенный механический состав и текстура почвы. Более благоприятны водопроницаемые мелко- и среднезернисто-песчаные и алевритовые, супесчаные и суглинистые грунты, подстилаемые водонепроницаемым слоем. В песчаных грунтах неблагоприятны «скрученные» (неправильно слоистые и т. п.) текстуры, мешающие образованию морфологически правильных обособленных конкреционных тел (см., например, опыты и наблюдения Филатова, 1922).

Это условие также определяется сложным взаимодействием зональных особенностей процессов седиментации, литологическим составом и характером залегания более древних материнских пород.

Содержание железа в материнской породе также играет благоприятную роль, но на общие закономерности географического распространения ортштейнов оно не имеет существенного влияния.

Весьма богатый железом аллювий Нила содержит не железистые, а известковистые и гипсовые конкреции (Шокальская, 1948); в очень бедных железом кварцевых песках аллювия таежной подзоны СССР создаются мощные ортзанды.

Итак, для образования ортштейнов в лесной зоне умеренного пояса необходимы еще дополнительные особенности рельефа, истории ландшафта и состава материнских пород.

С количественной стороны распространение ортштейнов очень мало изучено, но отдельные наблюдения отражены в ряде работ (Тумин, 1909, 1915; Афанасьев Я. Н., 1930; Winters, 1938; Дроздов и Никифоров, 1940 и др.).

По Я. Н. Афанасьеву (1930), содержание ортштейновых конкреций (в процентах общего веса почвы) в различных подзонах зоны подзолистых почв существенно различно: в южной периферийной зоне оно ничтожно (0,05—0,15% при рН конкреционных горизонтов 4,7—5,7); в «средней подзоне еловых лесов с пятнистым моховым покровом» (Владимирская и Костромская области) оно составляет 0,25—0,80% (рН — 5,0—6,0); в северной подзоне «с развитым моховым покровом» содержание конкреций составляет в среднем уже больше 3,5% веса почвы.

Дальше к северу, в подзоне (переходной к болотно-тундровым почвам) елово-березовых лесов с сильно развитым моховым покровом и «охристо-глеевыми подзолами», т. е. в подзоне с еще более резко выраженными болотными процессами, содержание конкреций достигает местами (например, около Архангельска) 20,5—23,26% веса вмещающих почв. Далее к северу, в лесотундре, содержание конкреций опять резко падает (до 3,4%) и в тундре оно — незначительно.

С другой стороны, наблюдается вполне закономерное распределение железистых конкреций как в пределах почвенного профиля, так и по различным интразональным типам почв. Подсчеты этого распределения для таежно-подзолистой зоны СССР сделаны Я. Н. Афанасьевым и С. А. Захаровым, а для аналогичных почв США — Уинтерсом, Дроздовым и Никифоровым (см., табл. V, XI).

Согласно Я. Н. Афанасьеву (1930), конкреции в небольших количествах (0,01—0,5%) присутствуют во всех типах подзолистых почв (кроме, может быть, наиболее южной полосы лесной зоны, в которой, согласно Тумину, отдельные подзолистые почвы совсем не содержат железистых

Тогда (Todd, 1903), или «оренштейны» немецких авторов описываются окисножелезистые трубчатообразные стяжения в почвах, связанные с корнями вышедших растений. Внешне сходные образования бывают связаны и с ходами червей. Широкое распространение этих стяжений в почвах лесостепной и лесной зон СССР отмечено во многих работах. Специальному изучению подвергались главным образом аналогичные и генетически близкие образования в озерах.

Нельзя согласиться с классификацией С. А. Захарова (1931), объединяющего эти образования с «жилками». В. В. Добровольский (1964) правильно относит их к «трубчатым конкрециям».

К этой группе относятся и «полые конкреции», описанные В. И. Росликовой (1961) вместе с типичными ортштейнами, в Суйфуно-Ханкайской равнине Приморского края, в лугово-болотных и «буро-подзолистых» почвах южной части таежно-лесной зоны. Они залегают на разных глубинах и имеют 5 см длины и 2—2,5 см толщины. Форма их — субконическая («морковковидная»). Конкреции имеют ясно концентрическое строение. Правильно чередуются более и менее ожелезненные кольца, около самого корня — наиболее ожелезненные, «по мере роста конкреции ожелезненные кольца от центра к периферии становятся тоньше и прерывистее». «Ожелезнение колец находится в прямой зависимости от разложения терригенного материала». Кольца вокруг корней содержат в два раза более гумуса, чем менее ожелезненные. Вблизи корня создается повышенная концентрация органических кислот, разлагающих терригенные материалы с выщелачиванием железа, переходящего в подвижные закисные формы. Однако эти закисные формы не выносятся далеко за пределы прикорневого «очага». Впоследствии они окисляются (поскольку около корня содержание кислорода повышено) и переходят в твердую фазу (Росликова, 1961, стр. 87).

Эта группа конкреций, по-видимому, распространена более широко, чем ортштейны. Она приурочена к более южным подзонам лесной зоны и довольно часто встречается в лесостепи и в подзоне лиственных лесов, например, в «средней лёссовой зоне» на территории ГДР и ФРГ, где они могут встречаться в одном профиле с известковыми конкрециями (Stremme, 1930 в).

С другой стороны, железистые ризоконкреции, в отличие от типичных ортштейнов, прослежены на южной окраине современной тундры. В. Н. Конищев (1959) обнаружил их в покровном суглинке Воркутского района. Здесь это цилиндрические трубочки длиной 3—4 см и диаметром основания 1,0—0,4 см. Ось цилиндра — корешок или тонкая веточка травы или кустарника. Эти конкреции залегают в основании или в самой нижней части покровного суглинка на глубине 180—320 см.

В. В. Добровольский (1964) считает, что трубчатые конкреции характерны для «супераквальных условий», т. е. образовались непосредственно над уровнем грунтовых вод. Вероятно, они могут возникать и при других условиях в тех же зонах.

Железисто-марганцовые «ортштейны» и «ортзанды». Гидроокисно-железисто-марганцовые образования, аналогичные ортштейнам и ортзандам, описаны рядом авторов (Вернадский, 1934; Гинзбург, 1936; Бетехтин, 1944, 1948; Виноградов, 1959; Добровольский, 1957а, 1957, 1964; Winters, 1938 и др.) на территории лесной зоны умеренного пояса Евразии и США. В частности, на северо-востоке Европейской части СССР широко распространены сцементированные окислами марганца пески и галечники. Местами (особенно в песках) содержится большое количество мелких конкреций скорлуповатого, оолитошодобного строения (Гинзбург, 1936). Несмотря на внешнее сходство с ортзандами, основная масса этих образований генетически ближе к некоторым озерным железомарганцовым конкрециям, приуроченным к песку и гравиям.

Современные «почвенные» железо-марганцовистые ортштейны в значительной степени являются, вероятно, субсовременными, плейстоценовыми или раннеголоценовыми озерно-болотными образованиями.

Несомненно, железистые ортштейны с повышенным содержанием марганца также широко распространены с относительным максимумом в более южных частях лесной зоны (или даже в лесостепи). Например, в Смоленской области Г. М. Тумин в суглинистых подзонах описал (очень мелкие) конкреции с содержанием Mn_2O_4 до 18% (Тумин, 1909)²⁰. Аналогичные конкреции описаны в США и в Канаде (Вернадский, 1934), в лесостепи Венгрии (например, у Буксоу; см. табл. III и др.). А. И. Набоких (1911) описал железисто-марганцовые конкреции в почве дубово-березового леса вблизи Житомира на глубине 13 вершков, содержащие 11,45% Mn_2O_3 и 14,32% Fe_2O_3 . «Крупная бобовина» в «степном подзоле» Аскания-Нова содержит 16,7% Mn_2O_3 и 25,95% Fe_2O_3 . Такое повышенное содержание марганца объясняется тем, что соли его способны мигрировать в несколько более щелочной среде, чем соли железа, и поэтому в почвах лиственных лесов лесостепи, более щелочных, чем почвы лесов таежной зоны, в конкрециях относительно больше концентрируется марганец, обладающий в почвенных растворах лесостепи несколько большей подвижностью.

По В. В. Добровольскому (1957в), железо-марганцовые конкреции в четвертичных суглинках Подгоренского района Воронежской области представляют собой черного цвета «горошники», «дробинки», «бобовинки». Это желвачки характерного скорлуповато-концентрического строения, субсферические, иногда слабоуплощенные от 1—2 до 8—9 мм в диаметре, чаще всего — 2,5 мм, с черным, гладким ядром. В шлифах отмечается базальный цемент, в котором плавают зерна кварца, нередко сильно корродированные. Основная масса состоит из сложного метакolloида — алюмо-железисто-марганцовистого геля, в котором встречаются очень мелкие выделения минералов группы псиломелана. По данным химического анализа, эти конкреции содержат валовой Fe_2O_3 13,26% (в том числе растворимой в 10%-ной HCl — 12,12%), двуокиси марганца 12,81%, MnO 0,18%, кристаллизационной и гигроскопической воды 12,05%, растворимого в соляной кислоте глинозема — 6,28%. Общее количество «новообразованных компонентов» — 47,65%; их состав (в пересчете на 100%): MnO_2 — 26,66; MnO — 0,37; Fe_2O_3 — 25,33; Al_2O_3 — 13,65; HCl + $2CO_2$ — 9,19; CaO — 3,14; MgO — 1,03; BaO — 1,93; $Na_2O + K_2O$ — 4,40; H_2O общая — 14,30. Железо-марганцовые конкреции залегают иногда ниже горизонта карбонатных стяжений, иногда — вместе с ними, чего не бывает с ортштейнами.

Другая разность — марганцовистый «песчаник» (аналог ортсандов) из Ракшинского района Тамбовской области содержит 8,75% MnO_2 , 1,12% Fe_2O_3 , около 15% — кварцевого песка. В отличие от конкреций в суглинках он содержит в целом гораздо меньше конкрециеобразователей (12—86%), и в нем значительно меньше конкреционного глинозема, но относительно больше CaO (4,49% суммы конкрециеобразователей), почти столько же MgO (0,85%), BaO (2,09%), щелочей (5,43%), значительно больше MnO (4,35%), относительно больше двуокиси марганца (63,68%) и меньше Fe_2O_3 (3,89%), т. е. в песчаной фации марганец еще больше обособляется от железа. Характерна повышенная примесь бария в обеих группах конкреций. К сожалению, В. В. Добровольский не дает точной привязки их к стратиграфическим горизонтам и не объясняет, к каким образованиям они относятся: современным или субсовременным.

В пределах одного и того же почвенного профиля обычно более высокое содержание марганца характеризует более крупные, а железа — более мелкие конкреции. Это установлено наблюдениями в СССР и позже в США (см. табл. VIII, IX, X). Причины этого явления пока не вполне ясны (Mn более подвижен при увеличении щелочности среды в ходе диагенеза). Ортштейны всегда содержат марганца больше, чем ортсанды.

В степной зоне макроскопические конкреции сходного состава отсутствуют или крайне редки; микроскопические и субмикроскопические конкреции иногда встречаются в черноземах юга Украины, Румынии, США, причем здесь они содержат значительную примесь карбонатов Ca и Mg и могут встречаться в одном профиле вместе с известковыми конкрециями. По Ф. И. Левину (1947), они залегают в горизонте С и не превышают в диаметре 3 мм; содержат (в процентах на прокаленную массу) 8,35% CaO и 10,14% MgO; марганец преобладает над железом. По А. И. Набоких, содержание марганца в конкрециях в черноземах СССР колеблется от 1,84 до 11,7%.

²⁰ В профиле, описанном Г. М. Туминым, они приурочены к горизонту А — 1, содержание Mn в конкрециях в более глубоких горизонтах (А₂, В) гораздо ниже. Среднее содержание Mn в ортштейнах лесной зоны умеренного пояса — от 0,08 до 13,5% (Виноградов, 1950).

Марганцовые компоненты в железо-марганцовых ортштейнах представлены, по-видимому, минералогически сложной и непостоянной смесью различных минералов гидратов высших окислов марганца, а также органическими соединениями марганца.

Железистые и железо-марганцовистые конкреции в почвах субтропической лесной зоны. В субтропических красноземах (редко) и в оподзоленных красноземах и желтоземах, а также горно-лесных почвах (чаще) Закавказья встречаются железисто-марганцовистые и марганцовисто-железистые конкреции (Антипов-Каратаев, Прасолов и Филиппова, 1934; Дараселия, 1949; Набоких, 1911; Сабашвили, 1936, 1940, 1948; Прасолов, 1947; Бетехтин, 1948; Философов, 1936; Философов и Панисов, 1935 и др.). Аналогичные конкреции встречены и во влажных субтропиках юго-востока США Фаулером (Fowler, 1928).

Фаулер описал конкреции в почвах юго-западной Джорджии, юго-восточной Алабамы, северной и центральной Флориды, а также юго-западной части Южной Каролины. Материнские породы в основном песчано-глинистые, рыхлые, с преобладанием кварца. Годовых атмосферных осадков около 1300 мм, равномерно распределенных в течение года. В целом — довольно типичный, влажный субтропический и теплоумеренный климат. Рельеф в основном низменный, плоский. Здесь встречаются только железистые конкреции. Их размер обычно колеблется от 2 мм до 10 см в диаметре, изредка достигая 25 см. Конкреции приурочены главным образом к более древним почвам пологих возвышенностей, чаще всего к горизонту В. Химический состав конкреций показан в табл. XII. Вмещающие почвы содержат от 0,71 до 6,3% окиси железа.

В субтропических «подзолах» Закавказья встречаются близкие к ортштейнам конкреции, имеющие до 2 и даже 5 см в диаметре. Эти конкреции образуют иногда сцементированные прослои до 40—50 и даже 70—80 см мощности (Сабашвили, 1936, 1954). Обычно сцементированные ортштейновые плиты имеют мощность до 15—20 см.

«Строение цементированного ортштейнового слоя внутри бывает „щелеватое“ и „ноздреватое“, причем полости часто заполнены внутри мелкоземом; залегание в форме неправильной прерывистой плиты с волнистыми поверхностями (см. Дараселия, 1949, стр. 51; там же, рис. 1, 2, стр. 53).

Химический состав (см. Дараселия, 1949 и табл. XII) отличается от состава ортштейнов таежной зоны значительно большей примесью марганца и, главное, другим соотношением кремнезема и глинозема, во всех образцах субтропических ортштейнов содержится уже значительное количество свободного глинозема (минералов бокситовой группы); наконец, значительно больше примесь SO_2 и меньше (обычно) P_2O_5 . Содержание гумуса составляет 0,95—1,25% (Дараселия, 1949, стр. 50). Залегают субтропические ортштейны обычно на глубинах 40—80 см; иногда они образуют несколько горизонтов. Коэффициент концентрации железа по отношению к вмещающей почве составляет около 4. Текстура — более пористая (?), чем у ортштейнов таежной зоны.

В красноземной коре выветривания «зёбровых» глин на древних озерно-речных осадках предгорий Западной Грузии широко распространены красные и ржавые веретенообразные стяжения, содержащие около 20% окиси железа и небольшое количество свободного глинозема. Залегают они на глубине до 2,5 м (Польшов и др., 1923; Сабашвили, 1936, 1954). Максимальное развитие этих конкреций приурочено к пологим склонам и широким гребням низких холмов.

В работе Битера (Beater, 1940) описаны аналогичные конкреции в почвах субтропических лесов южного полушария (Южная Африка).

Все конкреции — железистые, кроме специфических (может быть, интразональных или реликтовых?) известковых конкреций в горизонте В почв, развитых на аргиллитах серии Эка. Выше этих известковистых конкреций в том же почвенном профиле залегает «железистый гравий», в основном — конкреционный.

Битер выделяет шесть типов конкреций, отличающихся морфологией, составом и характером распространения. Из них три типа железистых конкреций, связанных с различными типами почв, отличающихся по составу материнских пород, а один тип приурочен к специфическим болотно-подзолистым и болотным интразональным почвам. Содержание окиси железа колеблется в железистых конкрециях от 19,8 до 68,8%. Концентрация железа по отношению к вмещающим почвам составляет в среднем не менее 6—7.

Конкреции «железистого гравия» — твердые, как бы отполированные, ст. серо-желтого до красно-коричневого цвета; более крупные разности их — местами полые,

а местами спементированные. Химический состав конкреций приведен в таблице (см. проба I, табл. XIII). Железистые конкреции в относительно сухих почвах, развитых на конгломератах, более крупные и имеют очень неправильную форму: плоские или «зазубренные» (химический состав — см. проба II, табл. XIII). Конкреции в красно-коричневых глинистых почвах на изверженных породах мелкие, круглые или неправильные, черные и коричнево-черные, «отполированные», многие имеют концентрическое строение (химический состав — см. проба III, табл. XIII). Конкреции в рыхлых красных песчаных почвах морского побережья — плоские, пластоподобные залежи или неправильной формы тела до нескольких футов длиной и нескольких дюймов толщиной (проба IV, табл. XIII).

Таким образом, железистые конкреции в субтропических влажных лесных областях самых различных районов земного шара весьма сходны между собой, в особенности по химическому составу и общему характеру залегания.

Все железистые конкреции в почвах субтропических лесов значительно отличаются морфологически и по составу более высоким содержанием гидроксидов железа от ортштейнов лесной зоны умеренного пояса.

Окисно-железистые и железисто-известковистые конкреции terra rossa почв Средиземноморья. Эта группа конкреций описана Бланком (Blanck, 1911, 1930 и др.) и включает железистые конкреции относительно влажных (годовые осадки 600—1500 мм) песчаных почв районов Северного Туниса, а также почв, описанных Мерсье под названием псевдохамри (Шокальская, 1948). В составе этих конкреций преобладают свободные гидроксиды железа, а гумусово-железистые соединения играют меньшую роль. Кроме того (в отличие от конкреций влажных субтропических лесов), они могут ассоциировать в одном почвенном профиле и даже в одном конкреционном теле с карбонатом кальция. Образуются своеобразные железисто-известковистые и известкосто-железистые конкреции, с разными соотношениями оксидов железа и CaCO_3 , причем в более влажных районах Средиземноморья (например, в Северной Италии) — соответственно более железистые конкреции²¹, а в более сухих — более известковистые (например, известковистые конкреции района Ниццы с большой примесью железа и магнезия; Бланк, 1911).

Окисно-железистые, марганцово-железистые и глиноземо-железистые конкреции влажных тропических саванн и переменного влажных лесов. Эти конкреции приурочены в основном к двум зональным типам широко распространенных тропических почв — латеритным и красно-бурым почвам саванн. В связи с этим выделяются две подгруппы: 1) железистые конкреции и корки латеритных почв саванн («савантные железняки») и 2) железистые и железно-алюминиевые конкреции в латеритах.

Эти конкреции имеют очень широкое географическое распространение, и сведения о них отражены в разнообразной литературе.

В сущности, все работы о латеритах в красно-бурых почвах саванн в той или иной степени касаются описания этих конкреций. Назовем здесь только некоторые: Архангельский (1937); Бушинский (1946); Виленский (1954); Гансен (1962); Герасимов (1961); Гинзбург, Наждасова, Никитина (1962); Денисов (1961а, 1961б); Острюков (1922); Ту Мен-Чжао (1961); Фагелер (1935); Фридланд (1960, 1961а, 1961б, 1961в, 1962); Шокальская (1946, 1948); Обер (Aubert, 1955); Ван Барен (Van Baren, 1927); Бланк и Гейльманн (Blanck u. Geilmann, 1923); Беннетт (Bennett, 1928); Фокс (Fox, 1932); Гаррасовиц (Harrassowitz, 1926, стр. 130); Кениг (Koenig, 1950); Керт (Kört, 1915); Ланг (Lang, 1914, 1915); Марбут (Marbut, 1932); Мор и ван Барен (Mohr a. Van Baren, 1959); Обенг и Квэгрэйн (Obeng a. Quagraine, 1961); Прескотт и Пендлтон (Prescott a. Pendleton, 1952); Шерман, Фуджикока и Фуджимото (Sherman, Fujitoka a. Fujimoto, 1955); Шерман и Канегиро (Sherman, Kanehiro, 1954); Шерман, Канегиро, Матсусака (Sherman, Kanehiro, Matsusaka, 1953); Вальтер (Walter, 1915) и др.

²¹ В Северной и Северо-Западной Испании распространены почвы с хорошо выраженным железистым иллювиальным горизонтом (Шокальская, 1941). В некоторых конкрециях в «красных почвах» Греции, относимых к «подзолистой группе», по близких «латеритным», содержится примесь Mn_2O_3 до 5,5% (Winters, 1938).

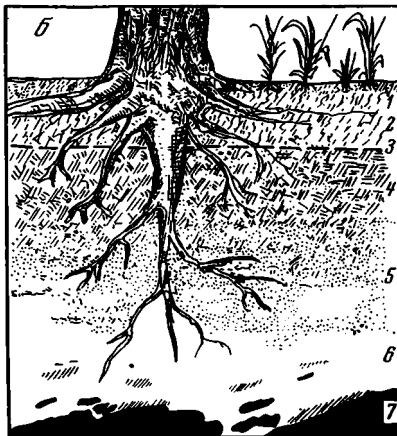
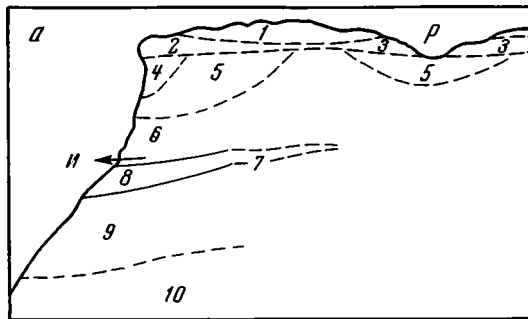


Рис. 8. Конкреции в тропических лесных почвах (по Н. М. Страхову, 1947)

а — профиль типичной латеритной почвы и коры выветривания: 1 — красная и желтая глины; 2 — пизолитовый железистый латерит; 3 — железистый латерит; 4 — пизолитовый боксит; 5 — боксит; 6 — пористый мягкий латерит; 7 — уровень грунтовых вод; 8 — слоистый кремнистый литомарж; 9 — каолинизированный базальт; 10 — неизменный базальт; 11 — источник и направление стока грунтовых вод;

б — профиль тропической лесной почвы: 1 — горизонт с 10–15% гумуса и $pH = 4-6$; 2 — подзолистый горизонт, $pH = 4-5$; 3 — начало образования конкреций; 4 — красный суглинок, $pH = 4-6$; 5 — пятнистый горизонт; 6 — горизонт разложения, $pH = 6-8$; 7 — материнская порода

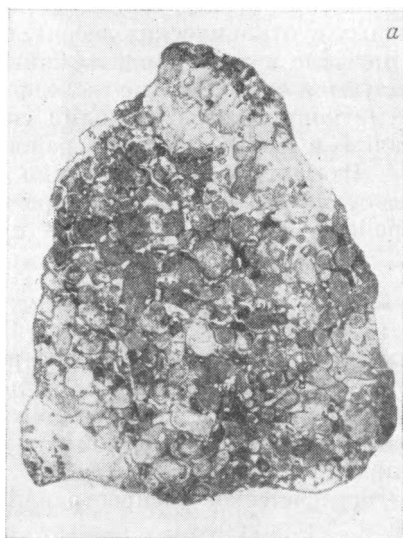
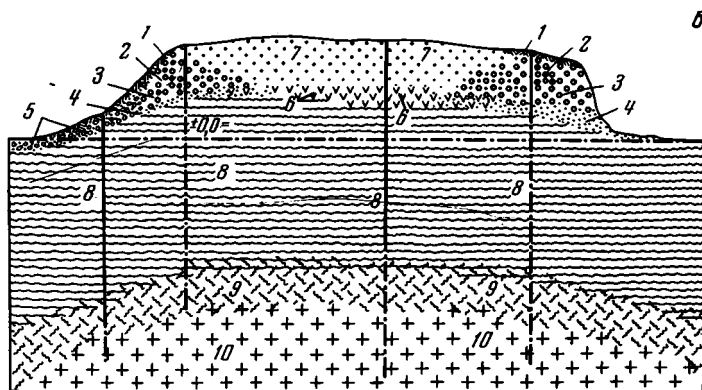


Рис. 9. Латериты с конкрециями

а — текстура типичного латеритного «железистого панциря» (слитного конкреционного прослоя), покрывающего серый боксит из Индии (по Fox, 1932); б — профиль залежи (по Brandt, 1932) фосфатизированного латерита с железистыми, железофосфатными и алюмофосфатными конкрециями из Марангао (Северная Бразилия)

1 — гумус; 2 — железистые трубки; 3 — глиноземисто-фосфатные трубки; 4 — тонкозернистый фосфат глинозема; 5 — делювиальный щебень; 6 — рассеянные сферолиты; 7 — железистый панцирь; 8 — пятнистая зона; 9 — осыпь коренных пород; 10 — диабазы



Латеритные железистые конкреции и «саванные железняки» сходны с ортштейнами и ортзандами: главным конкрецнеобразователем в них являются минералы гидроокислов железа, которые так же, как ортштейны и ортзанды, приурочены к определенным горизонтам почвенного профиля.

Химический состав конкреций этой группы показан в табл. XIV—XVI (см. также Фридланд, 1961б, стр. 203; Sherman a. oth., 1955, стр. 53). Содержание железа в них колеблется в зависимости от отношения железа к алюминию. Если выделить группу железистых конкреций с отношением окислов железа к окислам алюминия, составляющим более 1, то среднее содержание железа в железистых латеритных конкрециях будет равно 40,16% с колебаниями от 21 до 62%, а алюминия 9,77%. Если взять всю массу глиноземисто-железистых и железисто-глиноземистых конкреций, то среднее содержание железа составляет около 25,78%, а алюминия 18,03%. В тропических красноземах, желтоземах и буроземах конкреции содержат железа 23—27%.

Кроме железа, во многих конкрециях концентрируется также марганец, алюминий, фосфор. Содержание марганца составляет в среднем не более 1%, а в отдельных образцах колеблется от «следов» до 4%.

Коэффициент концентрации железа по отношению к вмещающим почвам составляет в среднем около 1,7—2,7; марганца около 1,7; магния и кальция — около единицы или меньше.

Размер отдельных конкреций редко превосходит несколько сантиметров, но за счет срастания конкреций могут возникать железистые конкреционные «плиты» и «панцири», иногда мощностью до 10—15 м (большая часть, не выше 10—15 см).

Морфология, текстура и другие литологические признаки латеритных железистых конкреций и «саванных железняков» слабо изучены (рис. 8—11). Однако можно выделить несколько морфологических типов, которые, как показано в работах В. М. Фридланда (1960, 1961а, 1962) на материале железистых конкреций Северного Вьетнама, отличаются и по составу и по происхождению.

Прежде всего разделяются 1) обособленные друг от друга конкреции и 2) плитообразные конкреционные сростки, которые еще Керт (Kört, 1916) на материале конкреций тропической Африки предложил называть «железистыми корами»; другие называют «железистыми панцирями» и «плитами», иногда «конкреционными слоями» (Sherman a. oth., 1955). В классификации В. М. Фридланда (1962, стр. 127) это собственно «латериты», под которыми Фридланд, в соответствии с автором этого термина Бюкененом, понимает «плотные, обогащенные железом горизонты коры выветривания, затвердевающие при выходе на дневную поверхность». Эти горизонты «представляют собой скопления конкреций, сцементированных обычно железистым цементом».

Образование латеритов принципиально отличается от латеритного выветривания, хотя и связано с ним.

Обособленные друг от друга конкреции, в свою очередь, разделяются Фридландом на четыре группы: 1) пизолитовые, 2) альвеолярные (ячеистые), 3) конкреции цементации и 4) псевдоконкреции (см. также Денисов, 1961а и др.).

Первая группа — пизолитовые конкреции. В. М. Фридланд (и другие авторы) относят к ним не только собственно пизолитовые (т. е. крупнооолитовые, концентрически построженные формы), но и все конкреции отчетливо округленной, оваловидной формы («ооиды», по терминологии Зоммермейера) — «бобовые», «гороховые», шаровидные и т. д. Среди них можно выделить 1а — однородные (без ясной концентричности), или собственно «бобовые», и 1б — собственно пизолитовые. Иногда преобладают однородные (например, в Северном Вьетнаме, по Фридланду, 1962), но чаще — концентрические. Часто наблюдаются также внутренние полости, иногда ядра из неконкреционного вещества, вокруг которых нарастал конкрецнеобразователь. Форма также сильно варьирует (в пределах общего оваловидного типа) — от почти правильных «шаров» до неправильно изометрических тел и от более или менее правильных эллипсоидов до сильно уплощенных и даже «совсем неправильных» (Гинзбург и др., 1962). Размер этих конкреций колеблется обычно от 0,2 до 8—10 мм, реже — до 2 см, причем по данным отдельных подсчетов преобладает (как и среди ортштейнов!) размер 1—3 мм. Часто возникают мелкие скопления и сростки — переходные образования к железистым корам и плитам — «латеритам» (поликонкреции Фридланда). Цвет — бурый, красно-бурый, темно-бурый, у более прочных разновидностей — с поверхности черный или буровато-черный.

Минералогический состав конкрецнеобразователя — смесь гематита, гётита, гидрогётита (и других гидроокисно-железистых минералов?); обычно преобладают гётит-гидрогётит.

В значительном количестве (до 25% и более) присутствуют минералы свободного глинозема — гиббсит, гидроаргиллит и др. Часто встречаются микровкрапления в пустотках и прожилках микрозернистого сульфида (обычно — пирита), «обычно он ассоциирует с самыми поздними образованиями гётит-гидрогётита» (Гинзбург, Наждкова, Никитина, 1962, стр. 13 — на примере пизолитовых конкреций Бразилии), сидеритовые примеси не отмечены. Встречаются различные «аллофаноиды» и примеси гидроокислов марганца. Иногда отмечены примеси аутигенного магнетита и частично аутигенных, частично остаточных, титанистых минералов, например, в блестящих черных магнитных «шариках», широко распространенных в гумидных и слабогумидных латеритных почвах Гавайских островов (см. Sherman, Kanehiro, 1954; Sherman, Fujidocka a. Fukimoto, 1955); размер до 2 см, содержит 71,26—80,97% Fe_2O_3 и до 5% FeO (за счет магнетита); 10,3—18,5% TiO_2 .

К этой группе относятся конкреции с максимальным «рудным» содержанием конкрецнеобразователя (до 95—96%, из них до 80% и более окиси железа).

Минералогический состав обычно варьирует в различных концентрах. Обычно (но не всегда) от центра к периферии уменьшается роль безводных окислов. Конкрецнеобразователь всегда является базальным цементом материнской почвы; часть обломков материнской породы диагенетически замещена им, иногда с сохранением реликтовых структур. Структура конкрецнеобразователя обычно микрозернистая, местами микроагрегатная, местами коллоидная; иногда бывает сферолитовая. Характерно широкое распространение трещин высухания с вторичными выделениями окислов, а также сульфидов и др.

Вторая группа — альвеолярные пузыристые («везикулярные»; Денисов, 1961а), сетчатые или «ячеистые» — «шлакообразные». Это — сростки тонких плоских, разнообразно искривленных мелких конкреций, образующих как бы стенки ячеек сотов, железистый «каркас» (Фридланд, 1962).

Ячейки заполнены более рыхлым материалом, мало отличающимся от состава вмещающей почвы. Диаметр ячеек обычно бывает от 1—2 до 3—4 см; толщина «стенок» каркаса 2—4 мм. Ячейки обычно вытянуты в горизонтальном направлении, но бывают и другие разнообразные, в том числе «трубчатые», формы. Содержание железа в них значительно меньше, чем в пизолитовых конкрециях.

Эти две группы образуют основную массу тропических железистых конкреций (Фридланд, 1960, 1961а, 1962).

Пизолитовые конкреции формируются в процессе диагенеза за счет почвенных растворов. Выделение конкрецнеобразователей происходит в результате колебаний pH этих растворов, в более высоких горизонтах почвенного профиля. Альвеолярные конкреции залегают глубже, близко к уровню грунтовых вод, вероятно, «в горизонте периодического увлажнения» (Фридланд, 1962, стр. 136).

Разновидностью этой группы или самостоятельной группой являются собственно «шлакообразные» конкреции.

Кроме этих двух основных групп выделяются (под разными названиями): 3) участки железистой цементации, отличающиеся отсутствием правильной формы, текстуры и большим количеством обломочного материала («конкреции цементации» Фридланда, «цемент» и «импреньяции» Керта и т. д.); 4) каемки и корочки вокруг зерен или обломков пород и почвенных агрегатов, — зародышевые «выделения» (Кнаценг) и «бобовины» (как это правильно показал еще Kört, 1916; Фридланд неудачно именует аналогичные образования «псевдоконкрециями»), которые могут вырастать в «пизолитовые» конкреции обрастания с ядром; 5) конкреции «черепковой», неправильно-пластинчатой угловатой формы, вероятно, возникшие в результате растрескивания, отделения и перемещения механическим путем собственно конкреций и конкреционных сростков.

Плиты и панцири, или «собственно латериты», в свою очередь, подразделяются в зависимости от характера цементации группы конкреций, за счет которой они образуются (пизолитовых или альвеолярных; см. рис. 8, 9).

В зависимости от положения в почвенном профиле разделяются «плиты», залегающие на некоторой (обычно малой) глубине от поверхности почвы, и собственно «коры», или «панцири», образующиеся на самой поверхности.

Латеритные и саваннские железняки отличаются от ортштейнов и ортзандов: 1) более высоким процентным содержанием окислов железа (до 85% и даже более Fe_2O_3 в некоторых образцах и обычно не меньше 30—40%); 2) составом железистых минералов конкрецнеобразователя, в частности, значительным участием безводных минералов железа; 3) отношением кремнезема к глинозему (в молекулярных количествах обычно меньше трех, иногда меньше двух), благодаря резкому преобладанию в составе глинистых минералов каолининовой группы и в большинстве слу-

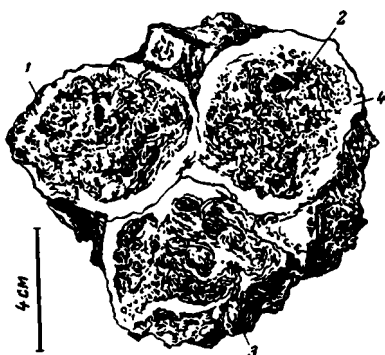


Рис. 10. Поперечный разрез (по Brandt, 1932) через одну из фосфато-глиноземистых трубок в латерите из Марангао (Северная Бразилия)

1 — ячейстые новообразования; 2 — сферолитовые новообразования; 3 — пластинчатые новообразования; 4 — сцементированная крепкая оболочка



Рис. 11. Железистые и фосфато-глиноземистые трубки (по Brandt, 1932) в латеритах из Марангао (Северная Бразилия)

1 — пустоты, выполненные окислами железа; 2 — пустоты; 3 — железистые трубки; 4 — переходная зона (изменения состава трубок); 5 — глиноземисто-фосфатные трубки; 6 — присоединение новой трубки; 7 — разветвление или слияние трубок

чаев значительной примеси минералов свободного глинозема; 4) полным или почти полным отсутствием щелочей; 5) текстурными и структурными особенностями, в частности, широким развитием (резким преобладанием) низолитовых текстур и присутствием своеобразных «червеобразных» и «ячейстых текстур», нехарактерных или даже совсем отсутствующих у ортштейнов; 6) положением в почвенном профиле (в отличие от ортштейнов имеют тенденцию к концентрации в верхних горизонтах почвенного профиля и часто формируют поверхностные корки и панцири; см. рис. 8а, 8б, 9а, 9б).

«Саванные железняки» отличаются от собственно латеритных железняков (Фагелер, 1935; Шокальская, 1948 и др.) отсутствием или незначительным содержанием свободных гидроокислов алюминия и преобладанием глинистых минералов над бокситами (см. табл. XV, XVI).

Конкреционные различия со значительным содержанием окислов марганца встречаются в пределах тех же ландшафтно-климатических зон. Известны почвы, содержащие до 4% марганца, причем, по-видимому, в конкреционной форме (вулканические почвы Гавайских островов, Вернадский, 1934) и даже до 7% (красные суглинки Квинсленда; Глазовская, 1952). Марганцово-железистые конкреции отмечены в Африке и в Бразилии. Они типичны для «красных почв высокотравных саванн» (Герасимов и Глазовская, 1960).

Иногда встречаются также своеобразные кремнеземисто-железистые конкреции, например, в красноземах Юго-Западной Нигерии и Кубы²².

²² Керт (Kört, 1916, стр. 10—11) описал марганцово-железистые желвачки размером «до лесного ореха» в районе Корогве, в Танганьике (Восточная Африка). Они содержат в солянокислой вытяжке 15,10% MnO_2 , 16,68% окиси железа, 13,0% кремнезема, 7,66% глинозема, 1,1% CaO , 0,59% MgO , 0,34% P_2O_5 , 0,62% CoO , 0,08% NiO . Характерно наличие значительной примеси адсорбированного кобальта. Морфологически и текстурно эти конкреции очень сходны с железистыми «бобовинами». Иногда в концентрических железистых бобовинах ядро обогащено окислами марганца.

Концентрация кремнезема в этих конкрециях, однако, весьма незначительна.

«Саванные» и «латеритные» железняки приурочены, как уже было сказано, к двум географическим зональным типам почв. Оба эти типа почв связаны, в свою очередь, с зоной саванн или «тропического лесостепья», по выражению Берга, однако не со всей зоной, а лишь с ее более влажной подзоной, которую по ряду геохимических, геоботанических, почвенных и других признаков можно рассматривать как самостоятельную зону.

В частности, с точки зрения почвенно-географической, красные почвы влажных саванн резко отличаются от «бурых» и «черных» почв сухих саванн и не могут быть объединены с ними в одну зону. Эту подзону или зону можно назвать зоной влажных саванн. Климатически она определяется прежде всего наличием двух или более резко выраженных годовых сезонов — жаркого сухого и жаркого влажного. Влажный сезон характеризуется резким преобладанием осадков над испаряемостью и избыточным увлажнением почв. Годовое количество осадков не меньше 750—900 мм (Lang, 1915a, б). В сухие сезоны преобладают восходящие движения почвенных растворов, во влажные — нисходящие.

Kört (1916, стр. 60—61), впервые предложивший термин «корковые железняки», считает их типичными образованиями зоны саванн с «пышной растительностью» и годовым количеством атмосферных осадков 750 мм. И. П. Герасимов (1961) отмечает максимальное развитие мощных железистых панцирей в более сухих тропических зонах, например, в «каа-тинге» Бразилии и сухих саваннах Сенегала. Однако это, по-видимому, реликты более влажных фаз четвертичного периода.

«Латеритные железняки» встречаются частично в этой же зоне, а частично в подзоне «переменно-влажных лесов» зоны тропических влажных лесов, т. е. опять-таки в зоне с хорошо выраженным чередованием влажных и сухих сезонов, при еще большем преобладании влажных сезонов и с коэффициентом K от 1,0 до 1,49. Коэффициент K этой зоны сходен с коэффициентом K лесной зоны умеренных широт (Иванов, 1948).

Иногда образование латеритных железняков происходит, по-видимому, и в областях с годовым количеством осадков, равным 2000 мм (например, в Камеруне), но и в этих случаях оно приурочено к участкам саванн среди лесов (Шокальская, 1948). При годовых осадках, превышающих 1800—2000 мм, латеритообразования не происходит (Lang, 1914, 1915; Kört, 1916 и др.).

В постоянно влажных тропических лесах (с K — 1,50 и больше) современное образование латеритных железняков обычно не происходит (Lang, 1914, 1915a, 1915б; Kört, 1916; Фагелер, 1935; Harrassowitz, 1930; Шокальская, 1948 и др.). Однако можно допустить, что железистые конкреции образуются в глубоких горизонтах почвенного профиля некоторых влажных тропических лесов²³.

При переходе от влажных к сухим саваннам, подобно переходу от лесной зоны к степной, железистые конкреции постепенно исчезают.

Неясен генезис уже упомянутых выше ортштейноподобных железистых плит «меррам», образующихся в «белых» почвах высокогорных равнин Восточной Африки, на высотах 2000—3500 м (Шокальская, 1948), а также железистых образований в почвах «влей», развивающихся в понижениях рельефа среди красных почв влажных саванн. Эти образования

²³ По Фридланду (1960), в «типичных почвах постоянно влажных тропических лесов почвенный профиль не дифференцирован и не имеется значительных количеств железистых конкреций». Но все же существует один из подтипов «красно-желтых латеритных почв постоянно влажных тропических лесов», в котором «могут быть железистые конкреции или даже горизонт латерита, но преимущественно пизолитового строения». Альвеолярные конкреции и конкреционные пласты встречаются только как реликты другой климатической обстановки.

имеют большое сходство с ортштейнами умеренных широт, хотя, вероятно, также не могут быть с ними отождествлены.

Особым типом, по-видимому, являются мелкие железистые конкреции в почвах перемененно влажных лесных областей, с «муссонными» лесами: (Индо-Китай, Ява, Центральная Америка и др.).

От «саванных железняков» эти конкреции отличаются меньшим содержанием железа, большим — магния и органического углерода (повышенная примесь кальция объясняется в данном примере составом материнской породы).

Таким образом, «саванные» и латеритные железняки являются зональным типом конкреций, «маркирующим» зоны влажных саванн и периодически влажных лесов тропического пояса (так же, как ортштейны маркируют зону тайги и смешанных лесов умеренного пояса). На огромной территории указанных зон эти конкреции распространены повсеместно (особенно в Бразилии, Африке, Индии, Индо-Китае, Индонезии и Австралии).

Процентное содержание массы конкреций по отношению к массе вмещающих почв очень разнообразно и мало изучено. Для собственно латеритных почв Кубы содержание железистых конкреций составляет около 38% веса вмещающих почв, т. е. оно в десять раз больше, чем среднее содержание конкреций в подзолистых почвах лесной зоны умеренного пояса. Однако среднее содержание конкреций в почвах влажных саванн и периодически влажных лесов тропического пояса меньше 30%.

В четвертичные, так называемые плейстоценовые периоды, а также в верхнем плиоцене площадь распространения сходных с указанными ландшафтными зонами и связанных с ними конкреций, по-видимому, была еще большей. Этим можно объяснить широкое распространение субфоссильных железистых панцирей, например, в пустынях и полупустынях Австралии, где сейчас их образование уже не происходит (Глазовская, 1952; Потемкин, 1950; Scrivenor, 1930; Walter, 1915 и др.).

Многие авторы (Фарелер, 1935; Harrassowitz, 1930 и др.) считают образование латеритных железняков обязательным признаком зрелого латеритного профиля. В последнее время против этого положения выдвинуты справедливые возражения (Бушинский, 1946б; Шокальская, 1946, 1948).

Для образования саванных и латеритовых железняков, кроме зональных ландшафтно-климатических, необходимы еще дополнительные географические условия. Такими условиями являются: 1) пологоволнистый тип рельефа; образование железистых конкреций приурочено прежде всего к основаниям пологих склонов с колеблющимся по сезонам, но эпизодически высоким уровнем грунтовых вод; 2) водопроницаемые грунты; 3) высокая степень зрелости ландшафта; образование железистого панциря считается даже надежным признаком древности почвенного профиля; 4) отсутствие резко выраженной эрозии.

Присутствие материнских пород, богатых железом (например, основных изверженных пород), несомненно, благоприятствует образованию железистых конкреций и их более крупных концентраций, однако само по себе не является ни необходимым, ни достаточным условием, вопреки мнению некоторых авторов. Например, неоднократно отмечено образование железистых конкреций в элювии гнейсов и даже известняков.

«Дополнительные» условия внутри общих зональных условий, необходимых для образования саванных и латеритных железистых конкреций, как видно, весьма сходны с соответствующими дополнительными «интразональными» или «азональными» условиями образования ортштейнов.

С точки зрения геотектонической, как уже неоднократно отмечалось (Страхов, 1947, 1960 и др.), максимальное образование железистых накопителей в латеритах связано с областями древних платформ (Бразилия, Гвиана, Африка, Австрия). Однако это обстоятельство играет второстепен-

ную роль по сравнению с зональными ландшафтно-климатическими условиями (Куба).

Конкретный физико-химический и биохимический процессы образования «саванных» железистых конкреций еще не ясен. Не разбирая различные теории и точки зрения, констатируем лишь, что от «классической» теории образования железистых панцирей и конкреций в латеритах путем восходящих движений коллоидных железистых растворов сейчас отказались. По-видимому, следует предполагать движение железа в форме каких-то истинных растворов, также органических соединений, но другого состава, чем в подзолистых почвах. Условия образования «саванных» железистых конкреций по сравнению с условиями образования ортштейнов имеют следующие различия: 1) сезонное преобладание восходящих движений почвенных растворов; 2) отсутствие периодов зимнего замерзания и «покоя»; 3) иной характер изменения рН в течение года в вертикальном почвенном разрезе (повышенный окислительный потенциал); 4) более высокие температуры и, следовательно, большие скорости реакций, а также более интенсивная дегидратация; 5) ускорение процесса разложения органического вещества; 6) повышенная энергия и скорость химических и биохимических процессов.

Некоторые ученые (например, Фридланд) связывают образование латеритов с образованием в дождевые сезоны гидроморфного почвенного горизонта и сопоставляют в этом отношении процесс образования конкреционных латеритов с образованием болотных железных руд. Другие, например, Обенг и Квагрэйн (Obeng and Quagraine, 1961), различают латериты в «гидроморфных» почвах относительно «плоских и широких депрессий», которые в дождливый сезон целиком покрываются водой, и «конкрециеносные латозоли» на древних эродированных поверхностях, не связанные непосредственно с уровнем грунтовых вод. В общем, при всех вариантах латериты (как и другие железистые конкреции в почвах) «являются продуктами абсолютной аккумуляции, преимущественно за счет привноса железа грунтовыми водами» (Фридланд, 1962, стр. 145). Бесспорными условиями являются: 1) чередование фаз избыточного увлажнения почвы в том или ином горизонте с фазами относительно интенсивного подсыхания; 2) преобладание кислых рН (порядка 4—6); 3) образование легкорастворимых железистых солей органических кислот; 4) сочетание (и чередование) в течение года разных типов миграции и концентрации растворенного железа в профиле почвы (в том числе широкое распространение не только вертикальных, но и боковых движений)

Общие замечания о распространении железистых конкреций в почвах и коре выветривания. Описанные группы почвенных железистых конкреций в основном охватывают все известные в почвах железистые и марганцово-железистые конкреции. Поскольку собственно «элювиальные», непочвенные конкреции, как уже указано выше, не играют значительной роли, то основная масса железистых конкреций в «коре выветривания» косвенно связана с современными биологическими процессами и может рассматриваться как геобиологическое образование.

Как неоднократно указывалось русскими почвоведом, накопление полугорных окислов в почвах в разных формах свойственно различным зонам, но образование железистых почвенных конкреций свойственно только гумидным лесным зонам (Глинка, 1935). Это вполне согласуется с общими климатическими и геоморфологическими закономерностями образования континентальных железных руд, установленными Н. М. Страховым (1947, 1960).

Климатические факторы, в особенности относительное увлажнение, играют в этих закономерностях большую, но не единственную роль. Не «только» климатическая зональность, а зональность в докучаевском пони-

мании (в частности, присутствие специфической растительности), является ведущим фактором географического распределения почвенных железистых образований. Железистые конкреции различных ландшафтных зон имеют закономерные зональные отличия.

Внутри гумидных зон для образования (в особенности массового) железистых конкреций необходимы еще дополнительные условия: особенности рельефа, возраста ландшафта и механического состава грунтов. Химический состав материнских пород имеет существенное влияние на скорость и количественные масштабы конкрециеобразования, но не определяет, в основном, его общего типа и направления. Присутствие обогащенных железом материнских пород в сочетании и на основе перечисленного комплекса необходимых физико-географических условий способствует созданию наиболее высоких концентраций железистых конкреций.

Окисно-железистые и железисто-марганцовистые конкреции в континентальных водоемах

Почвы гидроморфного ряда. Переходными фациями между осадками и почвами элювиального ряда и водными континентальными осадками являются почвы гидроморфного ряда — аллювиальные (луговые и пр.) и болотные.

С ними связаны широко распространенные дерновые и болотные руды в форме неправильно пластовых и линзовидных осадков и в форме конкреций. При этом между пластовыми хомогенными железистыми осадками и конкрециями существуют, по-видимому, разнообразные переходы. Описанию болотных железных руд посвящена довольно значительная литература, хотя, к сожалению, отчетливое разграничение между конкреционными и другими формами этих руд в литературе обычно не проводится.

Отметим, например, работы: Аарнио, 1915; Архангельский и Копченова, 1935; Арсеньев, 1830; Бушинский, 1946а; Высоцкий, 1905; Горский и др., 1918; Завалишин, 1951; Зырин и Корнблом, 1962; Перфильев, 1926; Смирнов, 1918; Стрижов, 1899; Шрейберг, 1918; Ашан (Aschan, 1907, 1908); Беммелен (Bemmelen, 1900); Бюлов (Bülov, 1949); Круш (Krusch, 1932); Льюнгрен (Ljunggren, 1953); Мур (Moore, 1910); Зенфт (Senft, 1862); Шейлер (Shaler, 1890); Фогт (Vogt, 1906). Важнейшими являются работы Архангельского и Копченовой, Бушинского, Беммелена, Зенфта, Фогта, Льюнгрена.

Попытка текстурно-морфологической классификации сделана еще в старой работе Зенфта (Senft, 1862), в которой, к сожалению, совершенно не разделяются болотные, почвенно-элювиальные и почвенно-аллювиальные образования.

Согласно данным Зенфта и последующих авторов, выделяются: 1) рыхлые, несцементированные железистые осадки на дне болот и озер; 2) рыхлые, землистые или песчаноподобные агрегаты, часто пронизанные ходами корней и перемешанные с гумусом более или менее определенной формы — «гнезда», «желваки», «стяжения»; 3) плотные массы в форме конкреций или компактных залежей (впрочем, часть мягких гнезд также, вероятно, имеет конкреционное происхождение); 4) плотные натечные формы, иногда морфологически близки к конкрециям («стеклянные головы»); 5) рыхлые агрегаты без определенной формы. Очевидно, все эти группы могут быть объединены в «пластовые» осадки; секреторные образования (в широком смысле) — рыхлые и твердые; конкреции (рыхлые и твердые) и полупластовые «конкреционные линзы». Собственно конкреции достигают иногда 30 см в диаметре. Они бывают мелкосферическими, чечевицеобразными, бобовыми (т. е. субэллипсоидальными), могут быть также лепешечкообразными, наконец, трубчовидными. Эти конкреции большей частью имеют концентрически-скорлуповатое строение, изредка с полостями в центре (переход к «псевдожеодам»?). Особое место зани-

мают шлакообразные массы, возможно, неконкреционного происхождения, неправильно угловатые, плотные и смолоподобные, а также зернистые, пористые, трубчатые, пузыристые, ячеистые и т. д. Все эти формы связаны постепенными переходами с пластообразными залежами, которые в ряде случаев, как и плиты ортштейнов, представляют собой результат срастания отдельных конкреций и конкреционных линз.

Характеристика генезиса и вещественного состава конкреций дана в работах Г. И. Бушинского (1946а) и Е. Д. Копченовой (1934).

По вещественному составу окисно-железистые болотные руды отличаются от ортштейнов: 1) незначительным содержанием обломочного материала и высоким содержанием гидроокислов (50—80 и даже до 95% Fe_2O_3 ; среднее содержание железа — около 37%); 2) иногда довольно большой примесью закисного железа (например, 16,6% FeO в железистых конкрециях в почве болота близ Уршютца); 3) более высоким содержанием P_2O_5 (от 0,9 до 8% и более, обычно, однако, меньше 3%), в форме, вероятно, вивiania (среднее содержание P_2O_5 , по Архангельскому и Копченовой, 1935, 1,5%). Болотные руды в еще большем размере, чем ортштейны, могут содержать значительную примесь органических и органо-минеральных соединений (до 18% и более органического вещества); в финляндских болотных рудах количество органического углерода колеблется от 0,99 до 4,11%.

В некоторых болотных рудах наблюдается повышенное содержание свободного глинозема.

Среднее содержание марганца в болотных рудах, по А. Д. Архангельскому и Е. Д. Копченовой (1935), составляет 0,84% (подмосковные и карельские болотные руды); в голландских болотных рудах, по Беммелену (1900) оно почти такое же. Среднее отношение фосфора к железу — 0,046. Есть примесь титана (0,22%), ванадия (0,003%), мышьяка (0,007%; среднее, по Архангельскому и Копченовой). Содержание CaO (в рудах Костромской губернии) — от следов до 1,08%; в нидерландских рудах — от 0,01 до 0,45%. Содержание MgO — от «следов» до 0,41% (в Нидерландах — 0,05—0,08%). Ортштейны бывают более магнезиальными. Разности со значительной примесью закисного железа очень редки и относятся, по видимому, к вторично окисленным болотным сидеритам и вивianiaтам.

Особой группой являются железисто-марганцовистые болотные и луговые руды с резким преобладанием марганца. Они описаны Фогтом в Норвегии, но встречаются почти во всей лесной зоне: от Урала (Стрижов, 1899) до США и Канады (Новая Шотландия, Новый Брауншвейг, Мэн; реже — Нью Гемпшир, Вермонт, Массачусетс, Род-Айленд, Пенсильвания). Изредка они прослеживаются и в болотах субтропических лесов (Виргиния, Северная Каролина).

В отдельных залежах железисто-марганцовистых болотных руд содержание марганца достигает 31—51% и более (с примесью железа 2—11%). Фогт дает и общую сводку отношения марганца и железа в болотных и озерных рудах, однако не разделяет эти типы руд. По Фогту, соотношения марганца и железа варьируют в этих рудах от 95,9 частей железа на 4,1 частей марганца до 3,6 частей железа на 96,4 частей марганца. Однако в собственно болотных рудах эти вариации, вероятно, значительно меньше. В типичных образцах примесь P_2O_5 составляет 0,01—0,15%, CaO — от «мало» до 2,15%, окиси магнезия — от «следы» до 0,32%.

Морфология и характер залегания болотных руд изучены недостаточно детально, и поэтому в ряде случаев довольно трудно отделить конкреционные линзы от линз другого (главным образом инфильтрационного) происхождения.

По Г. И. Бушинскому (1946а) бурые железняки в болотах и болотных почвах встречаются в форме конкреций, размером от горошины до кулака, в форме неправильных шлакообразных плит и аморфных рыхлых

скоплений. Собственно конкреции связаны с другими формами постепенными переходами и имеют правильную форму.

Морфологически они более или менее правильные. Их толщина не превышает нескольких сантиметров, а длина равна 30 см (Senft, 1862 и др.), но «линзы» и «плиты» болотных руд имеют мощность 0,5 м и даже больше. В условиях, вероятно, типичных для районов максимального распространения болотных руд (Костромская область), они образуют «гнезда» до нескольких квадратных метров по площади и до 30 см глубины (Горский, 1918).

Окисно-железистые конкреции встречаются в торфяниках и в их минеральных почвах (континентальных и прибрежно-морских). Например, в почвах нидерландских маршей, описанных Беммеленом, наблюдаются так называемые Knick с железистыми конкрециями. Эти конкреции непосредственно связаны с ортштейнами. Однако в типичном профиле болотной почвы с резко выраженным глеевым горизонтом наблюдается вынос, а не накопление железа (Высоцкий, 1905). Поэтому эта почва является скорее источником конкрециеобразования для соседних подзолистых и подзолисто-болотных почв. Образование же конкреций в самих торфяниках характерно, по-видимому, для краевых частей низинных болот.

Текстуры и структуры болотных руд различны. Различаются «мягкие» и «твердые» руды. Твердые приурочены к относительно хорошо дренируемым участкам. Содержание железа в них может быть не меньше, чем в мягких. Твердые руды большей частью имеют сплошную консистенцию, без рыхлых и губчатых отслоений (Горский, 1918).

Образование болотных руд происходит сравнительно быстро. В Костромской области «небольшие глыбы руды от 4 до 6 вершков» толщиной возобновлялись («наплывали») после их выборки, на том же месте «лет через 10» (Горский, 1918), в таком же количестве на той же площади. Это указывает на скорости роста стяжений («гнезда» или конкреции) от 1,7 до 2,5 см/год, которые следует признать очень высокими. Однако, учитывая отсутствие мощных залежей болотных руд и размеры их выработки, мы можем допустить, что рост их быстро прекращается.

Некоторые бурожелезняковые конкреции в торфяниках и в почве торфяников являются эпигенетическими, возникшими за счет окисления болотных сидеритов, но большая часть собственно конкреционных форм имеет, как и ортштейны, в основном первичное, раннедиагенетическое происхождение. Плиты и линзы могут возникать за счет срастания мелких конкреций.

Болотные железные руды и особенно их конкреционные разновидности имеют такое же или даже более широкое распространение, чем ортштейны. В СССР болотные окисно-железистые — болотные руды известны от Волыни, т. е. южной части лесостепи (Кикин, 1842 и др.), до лесотундры. Максимум их, по-видимому, приурочен к таежной подзоне лесной зоны.

Основная масса болотных железных руд приурочена к подзонам смешанных и хвойных лесов умеренного пояса, к влажным низменным областям древних платформ. В тропической лесной зоне также отмечены болотные железные руды (например, на о-ве Суматра), но их состав, морфология и распространение еще очень мало изучены.

Можно с уверенностью сказать, что более детальное сравнение позволит установить не только черты сходства, но и различия, наблюдаемые у болотных руд тропической лесной зоны и лесной зоны умеренного пояса.

За пределами гумидных зон в болотах часто встречаются аморфные выделения и осадки гидроокислов железа, но собственно конкреционные образования не отмечены и во всяком случае нехарактерны²⁴.

²⁴ Например, по В. В. Добровольскому (1961б), в солончаках аридной зоны железистые стяжения представлены только сернистым железом. И. И. Плюснин (1936), а также В. М. Радусев и А. Г. Кобылев (1958) отмечают в современном аллювии

Так называемые «дерновые» и «луговые» железные руды в аллювиальных почвах отличаются от болотных руд по составу (больше силикатного материала; Krusch, 1922a; Глинка, 1935; Bemmelen, 1900, стр. 321), морфологически, текстурно и структурно, но в то же время часто тесно с ними связаны. Пример довольно типичного разреза пластообразной руды мощностью 0,5—1,0 м в долине Днепра описан М. Г. Туминым (1909). Среди этих руд встречаются конкреционные «бобовые» и другие формы, которые связаны постепенными переходами с ортштейнами и болотными бурыми железняками (Bemmelen, 1900; Senft, 1862; ср. табл. V).

Географическое распространение дерновых руд мало изучено. В «интразональных» аллювиальных фациях они могут, по-видимому, заходить и за пределы лесной зоны (например, в дельтах рек), но сочетаются в этих случаях с зональными формами конкреций соответствующих зон (например, с известковистыми и гипсовыми конкрециями в дельте Волги). Эти «отклонения» от зональности носят весьма ограниченный характер.

Например, в почвах дельты Нила, несмотря на условия избыточного увлажнения и богатство ила железистыми соединениями, формирование железистых конкреций все же не происходит, а образуются известковистые и даже гипсовые конкреции (Шокальская, 1948). В дельте Волги преобладают известковые и гипсовые конкреции (Краснова, 1951).

В основном географическое распространение железистых конкреций в аллювиальных почвах аналогично распространению близких зональных типов железистых конкреций элювиальных почв, т. е. ортштейнов для лесной зоны умеренного пояса, и саванных и латеритных железняков — для зон влажных саванн и муссонных тропических лесов.

Речные и озерные фации. Собственно речные железистые конкреции, т. е. конкреции, образующиеся в осадках постоянно текущих вод, имеют весьма незначительное распространение. Как показали опыты В. О. Калиненко (1949б), осаждение и концентрация гидроокислов железа при помощи бактерий в текущей воде происходит не в форме округлых стяжений (как в спокойной воде), а в форме войлокоподобных и аморфных скоплений. Эти опыты вполне соответствуют наблюдаемой в природе морфологии выделения и накопления осадков гидроокислов железа в постоянно текущих реках и ручьях.

Однако известны случаи образования железистых конкреций и конкреционного происхождения корок в устьевых частях и пелагах с медленным течением некоторых рек. Все эти случаи относятся к лесной зоне умеренного пояса. В тропической лесной зоне известны скопления окислов марганца в пойме р. Амазонки (Katzger, 1898).

Более широко распространены окисно-железистые и железисто-марганцовистые конкреции в пресноводных озерах. Это — так называемые «озерные железистые руды». Они сравнительно детально изучены, поскольку с древнейших времен служили важным источником железорудного сырья, в частности, в России (Арсеньев, 1830 и др.), их химический состав показан в табл. XVII—XIX.

Из работ об озерных железных и марганцовых рудах отметим следующие: Аарнио, 1915; Алабышев, 1932 (указание на их географическую зональность); Аясов и Гинзбург, 1938; Арсенев, 1830; Архангельский и Копченова, 1935; Богданович, 1911; Гильзен и Гинзбург, 1930; Гинзбург, 1936; Иностранцев, 1871, 1877; Калиненко, 1949; Копченова, 1934 (одна из наиболее обстоятельных и специально посвященных этому вопросу работ); Кротов, 1950а, б; Миронова и Покровская, 1964; Перфильев, 1926; Семенович, 1958; Соколова, 1961; Страхов, 1947, 1948, 1965; Страхов и др., 1954; Федорова,

р. Дона, в семиаридной зоне, на фоне преобладающих стяжений CaCO_3 также образование трубчатых червеобразных конкреций гидрогетита и железисто-глинистых оолитов. В. В. Добровольский отмечает (1964б) «мелкие (2—3 мм) стяжения гидроокислов железа и несколько более крупные округлые и трубчатые конкреции гидроокислов марганца» в «захороненной луговой почве долины р. Чу».

1964а, б; Аарнио (Aarnio, 1918); Броньяр (Brogart, 1829); Фрайзе (Freise, 1937); Лундквист (Lundquist, 1927); Мур (Moore, 1910); Науман Э. (Naumann, 1926, 1930, 1932); Оле (Ohle, 1934а, б); Зенфт (Senft, 1862); Фогт (Vogt, 1906); Ваксмунд (Waksmund, 1930); Вальериус, 1763.

В русской научной литературе, после работы Е. В. Копченовой (1934), можно отметить исследования Б. П. Кротова (1950а) и Н. И. Семеновича (1958), Е. И. Солоковой (1961), Е. И. Федоровой (1964а, 1964б) и Н. М. Страхова (1965).

Следует отличать собственно конкреционную руду от железистых корок. Иногда также выделяют железистые туфы (scragg). Последние до некоторой степени аналогичны «шлакообразным» болотным рудам.

Озерные железистые корки большей частью представляют собой скопления — пластинчатые сростки мелких конкреций, сцементированных аморфным или железистым цементом микроконкреционного строения. Иногда корки представляют собой аморфный осадок рыхлой консистенции (озерная «железистая охра», железистые диатомиты и пр.).

Собственно конкреционные озерные руды делятся на:

1. Бобовые разновидности — гороховые, бобовые, ореховые и пр. Диаметр отдельных конкреций колеблется от 1 до 20 см. Строение сплошное или концентрическое, реже — радиально-лучистое; иногда радиально-лучистое в центре и концентрическое — на периферии.

2. «Монетные» руды, лепешкообразные, большей частью несколько вытянутые (длина в 5—10 раз больше толщины), имеют обычно концентрическое строение.

3. Разнообразные формы, представляющие собой сочетания бобовых и «монетных» групп, но частично имеющие и самостоятельный генезис — блюдцеобразные и тарелкообразные, плоскоовальные (вариации второй группы), сферические (вариации первой группы?) конусообразные (самостоятельная группа?), неправильно-желвакообразные шлакоподобного строения.

Толщина отдельных конкреций не превышает нескольких сантиметров, длина до 25—30 см, реже — до 90. Скопления конкреций — корки обычно имеют мощность от нескольких сантиметров до 10—15 см, но достигают изредка и нескольких десятков сантиметров и даже 1 м.

Конкреционные руды залегают или на дне, или в верхнем слое данного осадка. В большинстве случаев руда включена в однородном сером, буром или голубоватом иле, но иногда рудный слой подстилается песком. В некоторых озерах руда залегает в диатомовом иле. Форма рудных стяжений не зависит от состава осадка, в котором происходит ее образование. Сходные формы могут встречаться как в песчаных, так и в илистых отложениях.

Отложение железа происходит по всему озерному профилю, но в основном концентрируется на глубинах 3—8 м (Федорова, 1964, 1964а; Семенович, 1958). Максимальные глубины залегания железистых конкреций отмечены в оз. Байкал (от 10 до 240 м). При прочих равных условиях максимальные глубины залегания железистых конкреций зависят от величины озера. Несмотря на то, что максимальное скопление конкреций приходится на мелководье, все же в пределах этого мелководья на всех глубинах «богатые железом зоны находятся вне сферы действия волнения, особенно резко выделяясь в верхней части иловой толщи, перешедшей в состояние покоя» (Перфильев, 1926). Мелкие особенности текстур и морфологии, а также вещественного состава связаны с фациальными зонами озера и механическим составом вмещающих илов.

Образование этих конкреций, как и ортштейнов, осуществляется за очень короткий промежуток времени. Например, накопление корки толщиной в 5 см происходит за 9 лет (Калиненко, 1949б). На этом основании предполагают наличие «самовозобновления» запасов озерных железистых руд (Обручев, 1935 и др.). Слой руды в 10—15 см возобновляется через 20—30 лет.

По морфологическим и генетическим признакам особую группу составляют трубчатые озерные железные конкреции, связанные с корнями высших прибрежных озерных растений (Оле, 1934а, б). В южных районах лесной зоны, в озерах подзоны смешанных и лиственных лесов они могут возникать и в известковых илах, образуя своеобразные известково-железистые трубочки; в северных районах лесной зоны эти конкреции имеют железистый состав. Сходные конкреции отмечены в глинах польдьевого, анцилового и литторинового времени, а также в верхнечетвертичных глинах США и Южной Канады.

Конкрециеобразователем в озерных железных рудах являются гидрокислы железа и марганца, представленные в разных соотношениях, причем обычно первые резко преобладают. Более марганцовистые разновидности образуются в особых типах озер или особых фациях внутри озер (Гильзен и Гинзбург, 1930; Кротов, 1950а), но в пределах тех же ландшафтных областей. Максимальное содержание MnO_2 достигает 46% и даже иногда более 50%. Содержание Fe_2O_3 колеблется от 20 до 70%. Среднее содержание Fe составляет 38,5%, а Mn — 4,55% (Архангельский и Копченова, 1935). Содержание Mn обычно колеблется от 0,11 до 12—13%.

Кроме окислов железа и марганца, наблюдаются незначительные по сравнению с окружающим осадком концентрации фосфора (не достигающие таких размеров, как в болотных рудах) и органического вещества. В некоторых концентрических конкрециях Кротов установил существование микроконцентров лептохлоритов и карбонатов железа в форме анкерита, содержание которых, однако, всегда очень незначительно. Среднее содержание марганца в озерных железных рудах значительно больше, чем в болотных рудах (в 5 раз, по табл. I) и в большинстве железистых конкреций в почве.

Вещественный состав, морфология и строение озерных железистых и марганцовистых конкреций в деталях варьируют в пределах небольших расстояний, но общий комплекс признаков весьма устойчив на огромных площадях (от Карелии до Канады).

Характер вариаций на близких расстояниях показан в работе Е. В. Копченовой (1934) на примере сравнения озерных руд Кончезерского и Сегозерского районов, отстоящих один от другого на 170 км. По внешнему виду «руды Сегозерского района более плотные и включают в себя меньше ила, чем Кончезерские». По химическому составу сегозерские руды богаче железом (среднее содержание 43,29% против 33,9% в Кончезерском районе), беднее марганцем (в среднем 3,61% против 5,49%) и фосфором (0,41% против 1,08%). В них отсутствуют титан и никель, встречающиеся в ничтожно малых количествах в рудах Кончезерского района. Отличия эти объясняются литологическим составом материнских пород водосборных площадей. В Кончезерском районе более развиты зеленокаменные и другие основные изверженные породы, чем в Сегозерском.

Однако эти местные вариации, как видно из работы Е. В. Копченовой (1934), весьма незначительны (по сравнению с общими признаками) и проявляются наиболее резко в аксессуарных компонентах и количественных соотношениях железа и марганца.

Географическое распространение конкреционных озерных железистых и марганцовых руд отчетливо приурочено к лесной зоне умеренного пояса (см. рис. 1—3). На территории этой зоны они описаны в Сибири (оз. Байкал и др.), на Северном Урале, в Карелии, Финляндии и Швеции, в северной части ГДР, в Шотландии, на Ньюфаундленде, в США и Канаде (для Европейской части СССР — см. карту Федоровой, 1964а).

По аналогии с железистыми конкрециями в почвах следовало бы ожидать широкое распространение сходных конкреций в озерах зоны субтропических влажных лесов, влажных саванн и муссонных тропических лесов. В отношении ископаемых водно-континентальных железных руд

Н. М. Страхов (1947а) считает, что гумидные зоны тропического климата обладают даже более благоприятными предпосылками для их образования, чем гумидные зоны умеренного климата. Действительно, отмечены отдельные находки озерных железных руд и в гумидных зонах тропиков и субтропиков, например, в Новой Каледонии (Страхов, 1947а). В Бразилии (штат Минас-Жераис; Гинзбург, 1936) описано озеро с илом мощностью 40 см на площади 120 тыс. м², содержащим 41,1% Fe₂O₃, 18,55% MnO, 15,27% P₂O₅, 3,33% органического вещества. Однако неизвестно, конкреционный ли характер имеет этот ил. Во всяком случае он отличается от озерных железных руд умеренного пояса высоким содержанием фосфора.

В работе Фрайзе (Freise, 1937) описан процесс рудообразования, протекающий в озерах и прибрежно-морских лагунах Бразилии (штаты Минас-Жераис, Эспириту-Санту, Рио-де-Жанейро). В результате этого процесса образуются конкреции железа, марганца, алюминия, фосфора и даже меди и бария. Железо и марганец накапливаются в осадках в разных минералогических формах, в частности, железо в форме сидерита и вивианита (или других фосфатов железа), а также в форме гидроокисных соединений.

Все описанные Фрайзе озера имеют глубины не больше 35 м и расположены в довольно разнообразных ландшафтно-климатических условиях, но в пределах зон переменного влажных тропических лесов и саванн. Накопление гидроокислов железа и марганца частично в конкреционной форме отмечено в оз. Агва-Прета (штат Минас-Жераис), в западной части группы озер в нижнем течении Рио-Доси (штат Эспириту-Санту) и в прибрежном озере (лагуне) Арауама (штат Рио-де-Жанейро; рис. 12).

Озеро Агва-Прета расположено на высоте 620 м над ур. м. и имеет глубину от 5 до 35 м. Его площадь равна 115 га. Оно возникло совсем недавно, в результате запруды Рио-Прета крупным горным оползнем. Район озера — район девственного леса, с годовыми осадками 1980 мм, но с хорошо выраженными сухими сезонами. Ил мощностью 40 см состоит из чередующихся тонких прослоев песка и глины. Часть этих прослоев сильно обогащена марганцем и железом, с максимальным их содержанием до 14%. Эти элементы присутствуют в форме гидроокислов, цементизирующих кластический материал (в «бедных» прослоях содержание их составляет всего лишь 2,5—3,8%). Чередуются также обогащенные фосфором (10—15,3% P₂O₅) и бедные им (0,0—2,3% P₂O₅) прослоечки. Отдельные «галочки» (может быть, конкреции) марганцовистого материала очень редко достигают размера горошины, а гидроокислы железа представлены «зернами». Среднее содержание марганца в иле достигает 10%, а железа — только 3,5%.

В группе озер в нижнем течении Рио-Доси, штат Эспириту-Санту, происходит образование карбонатов (сидерита), фосфатов и гидроокислов железа (с незначительной примесью соединений марганца). Озера питаются мелкими притоками Рио-Доси и грунтовыми водами и имеют сток в реку. Они расположены в прибрежно-морской низменности. Климат — влажный, но с резко выраженными сухими сезонами тропических «переменно-влажных лесов». Берега озер богаты лесной, а прибрежная зона самих озер — водной растительностью; зола растений содержит в среднем 12,27% Fe₂O₃ (западная группа озер), 9,53% P₂O₅, 19,66% CaO. Накопление гидроокислов же-

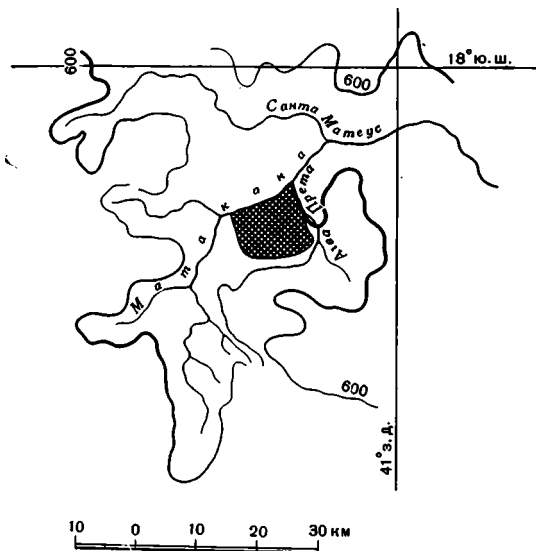


Рис. 12. Положение озера с формирующимися железорудными осадками в тропической зоне Бразилии (по Freise, 1937). Озеро затриховано

леза происходит в западной группе пресноводных озер, не подвергающихся действию морских вод. Ручьи, стекающие с гор Айморес, приносят в озера материалы коры выветривания изверженных пород; в составе взвеси содержится 12,5% Fe_2O_3 . Воды Рио-Доси в период половодья несут взвеси, содержащие 22,5—32,7% Fe_2O_3 и 3,5—5,2% MnO .

Илы в озерах, обогащенные гидроокислами железа, образуются на глубинах не больше 6—8 м около кос или островов. «Рудный» ил — микрослоистый, конкреции в нем не отмечены; среднее содержание Fe_2O_3 (в воздушно-сухом состоянии) — 33,81%, MnO — 5,23%, H_2O — 31,55%, P_2O_5 — 0,42%, SO_3 — 0,08%, CaO — 1,11%, органического вещества — 2,10%. Остальное количество приходится на кремнезем и глинозем (за счет примеси обломочного материала). Мощность рудного ила около 12 см, а площадь его распространения составляет 11 км².

Озеро Арауама (штат Рио-де-Жанейро) представляет собой соединяющуюся с Атлантическим океаном узким проходом лагуну весьма изрезанных очертаний, общей площадью около 153 км², с глубиной до 35 м. Климат — с резко выраженными сухими сезонами; во время сухих сезонов средняя соленость лагуны достигает 3,88%; в дождливые сезоны наблюдается сильное опреснение; по площади лагуны соленость также варьирует. Берега бедны растительностью, но есть заросли мангровых — на западном побережье и подводные заросли высшей растительности — в центральной, наиболее глубокой части лагуны. В одном из участков лагуны образуются баритовые конкреции (см. ниже), в другом участке — хемогенный глинозем.

В наиболее глубокой части лагуны, на глубинах 28—32 м, в бороздах дна, наполненных тончайшим илом и органическим детритом, встречаются мелкие (до 3 мм в диаметре) железо-марганцовые конкреции, сформировавшиеся вокруг органических остатков. Содержание железа в них колеблется от 9,50 до 11,50%, а марганца от 0,80 до 1,45%. Концентрически построенные зерна в качестве остальных составных частей содержат SiO_2 , CaO , MgO , щелочи, SO_3 , CO_2 , P_2O_5 , TiO_2 .

Озера, изученные Фрайзе, несомненно, принадлежат к области, наиболее благоприятной для конкрециеобразования в тропической лесной зоне и в зоне саванн (в частности, в отношении состава материнских пород). Образование окисно-марганцовистых и железистых конкреций, сравнимых с конкрециями озер лесной зоны умеренного пояса, происходит в узко локальных интразональных условиях. В лагуне Арауама конкреции, названные Фрайзе железо-марганцовыми, в большей части состоят из других компонентов и могут быть сопоставлены с железисто-известковистыми конкрециями зон, переходных от семиаридных к семигумидным. В озерах тропической лесной зоны Бразилии окисно-железистые и марганцовистые илы резко отличаются по химическому составу (содержание магния и фосфора) от озер таежной зоны.

В работе Н. И. Семеновича (1958, стр. 162—163) описаны железистые или марганцово-железистые конкреции (пизолиты и бобовины) оз. Ньяса. Насколько можно судить по краткому описанию, скорость конкрециеобразования в озере значительно ниже, чем в рудоносных озерах умеренного пояса.

Железистые конкреции тропических озер, по-видимому, отличаются от железистых конкреций умеренного пояса. Отсутствие термической стратификации способствует образованию постоянно анаэробной придонной зоны, исключаяющей садку хемогенных окислов железа и марганца.

В пределах лесной зоны умеренного пояса «фациальный профиль» озерных железистых конкреций закономерно меняется в различных подзонах, причем основная масса их более строго и тесно, чем ортштейны, связана с подзоной тайги. К этой подзоне, несомненно, приурочено более 90% всего объема современных озерных железных руд. Общий характер их залегания в лесной зоне показан на схеме (см. рис. 7). В пределах озер подзоны тайги озерные железные руды приурочены почти исключительно к литорали, очень редко — к сублиторали (рис. 13). Концентрация их составляет в среднем (в рудных фациях) около 50 кг/м² и достигает иногда 200 кг/м². Южнее, в подзоне смешанных лесов, они наблюдаются в Дании и Померании. Озерные железистые руды приурочены здесь исключительно к сублиторали (Waksmund, 1930, стр. 183), например, озера Фуре и Тьоструп в Дании, оз. Мадю в Померании.

В окрестностях Берлина встречены железистые конкреции на р. Шпрее. Однако появление их здесь, возможно, связано с дополнительным обогащением природных вод железистыми соединениями в результате промышленной деятельности человека.

В еще более южных районах лесной зоны умеренного пояса озерные железные руды в равнинных ландшафтах уже не встречаются. В альпийских и приальпийских горных озерах (Бавария, Карпаты, один случай также в Пиринеях), отмечено несколько случаев образования железистых илов, главным образом в форме аморфного осадка и «железистых туфов», но иногда и трубчатых железистых конкреций (роhrenштейнов) и мелких

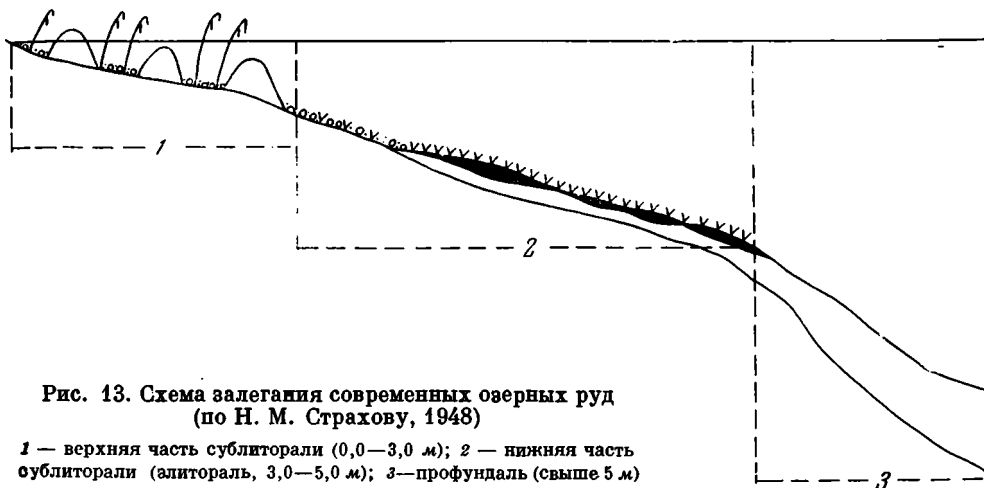


Рис. 13. Схема залегания современных озерных руд (по Н. М. Страхову, 1948)

1 — верхняя часть сублиторали (0,0—3,0 м); 2 — нижняя часть сублиторали (алитораль, 3,0—5,0 м); 3 — профундаль (свыше 5 м)

бобовин. Размер последних не достигает больше 1—3 мм в диаметре. При этом здесь они уже приурочены к некоторым фациям профундали.

Аналогичное смещение концентраций окислов железа и марганца к профундали в более южных озерах лесной зоны отмечено и в Северной Америке. Оно совпадает, по-видимому, с увеличением жесткости воды (содержание CO_3^{2-}) в мелководных озерных фациях. В связи с этим может наблюдаться одновременное образование железо-марганцевых галечников в относительно глубоководных фациях озера, а также известковых илов — в мелководных фациях (например, Западное Онтарио; Kindle, 1936).

Конкреции в наиболее мелководных фациях (в зоне прибоя, глубиной от нескольких сантиметров до 2—3 м) отличаются по морфологии от конкреций в менее мелководных фациях, защищенных от действия волн (например, в озерах Новой Шотландии, по Кайндлу, марганцовистые конкреции на глубине около 7 м имеют «очень неправильные поверхности» с характерными тонкими «иголками» нарастания, в то время как конкреции в зоне прибоя имеют более правильные «морщинистые» поверхности).

Озерные железистые и марганцовисто-железистые конкреции в еще большей степени, чем соответствующие конкреции в почвах, приурочены к определенной ландшафтной зоне, к зоне лесов умеренного пояса и особенно к подзоне тайги. Они могут служить «индикаторами» этой подзоны.

Зональность распространения озерных железистых конкреций выражена более отчетливо, чем закономерности географического распределения других, неконкреционных форм озерных отложений. Например, осадки озер Витебской области мало отличаются от осадков озер Карельской АССР по общему химическому и петрографическому составу, но резко отличаются отсутствием железистых конкреций. Это отличие характерно для всей подзоны смешанных лесов Русской платформы. Зональность

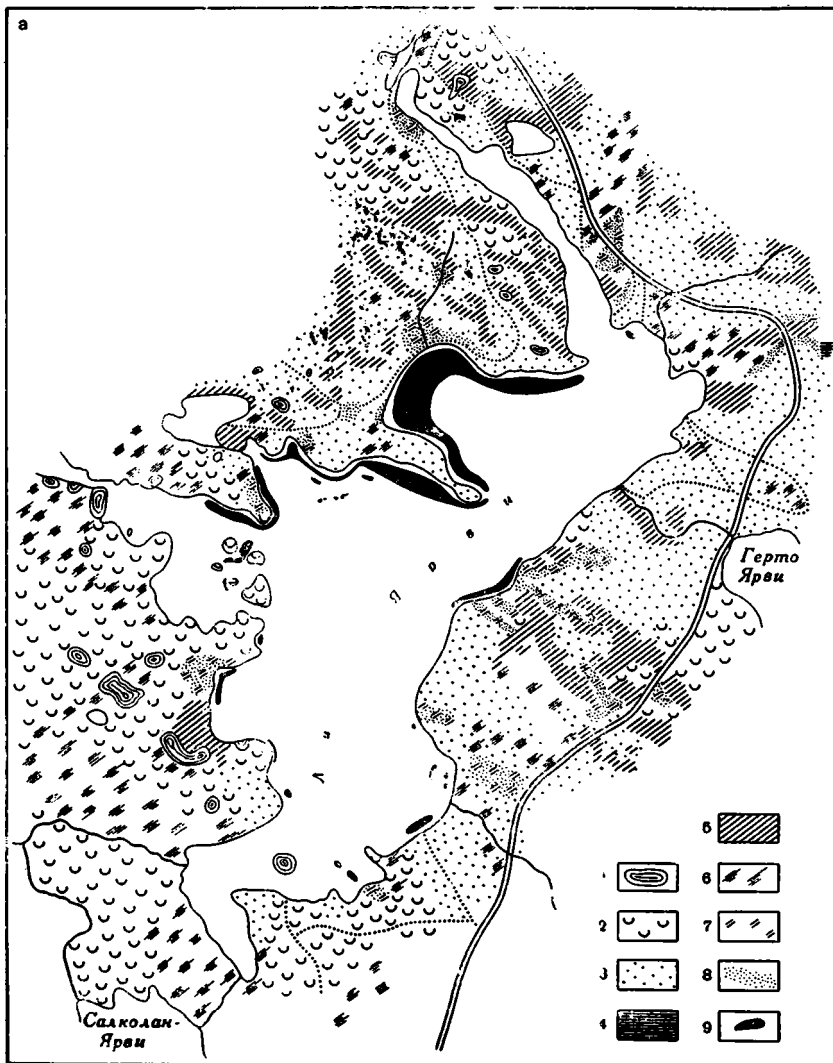


Рис. 14. Схематическая карта распространения

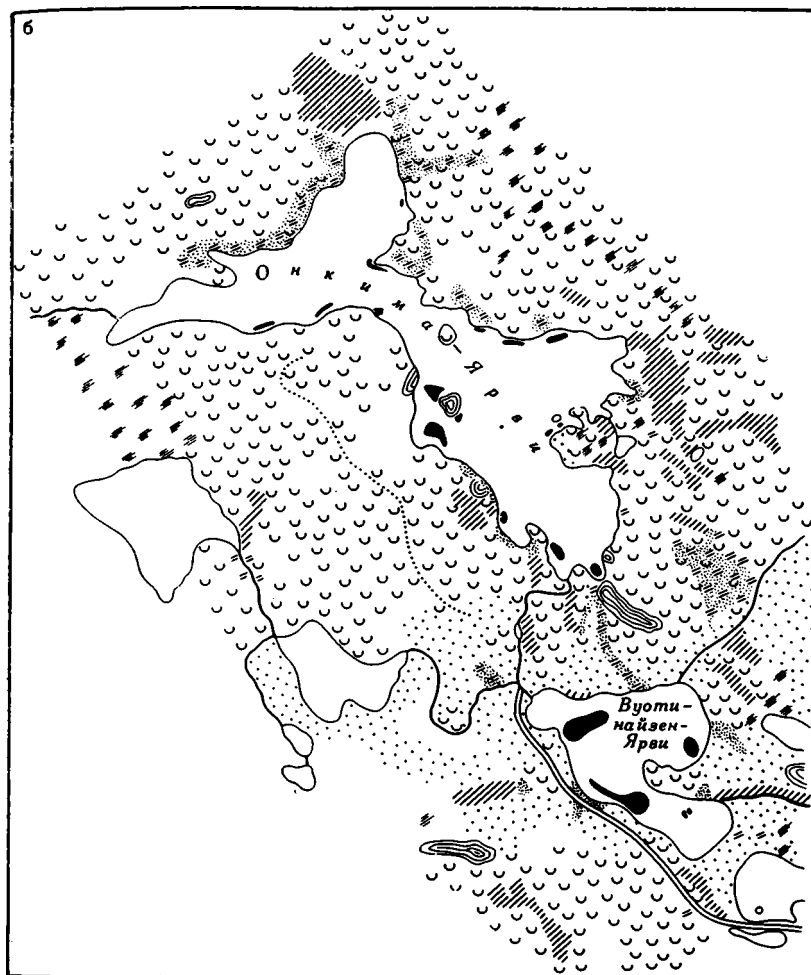
а — в оз. Лис-Ярви.
 1 — скалы; 2 — гравий; 3 — песок; 4 — глина; 5 — осоковый торф; 6 — моховой

сказывается на всех хомогенных компонентах осадков, но скопления «железистой охры», железистых диатомитов и других неконкреционных железистых осадков не обнаруживают такой тесной и строгой связи с ландшафтной зональностью. Как и орштейны, озерные железистые и марганцовисто-железистые конкреции встречаются не во всех озерах, а лишь в определенных типах озер и фациях озер таежной подзоны.

Типичное расположение конкреционных озерных железных руд внутри озер и связь его с рельефом и фациями побережья озера на примере нескольких озер Финляндии и Карелии показаны на рис. 14, 15.

Дополнительными (к общезональным) физико-географическим условиям образования озерных железистых руд являются следующие:

- 1) распространение вблизи рудоносного озера торфяников и болотно-



железных руд (по Aarnio, 1918)

6 — в оз. Онима-Ярви;

торф; 7 — торф мощностью менее 20 см; 8 — гумусовый подзол; 9 — озерная железная руда

подзолистых почв, обеспечивающих принос в озеро обогащенных железом и органическим веществом мягких и кислых вод; 2) полого-волнистый рельеф территории, прилегающей к озеру; 3) наличие вблизи озера и в самом озере водопроницаемых песчаных грунтов, способствующих миграции грунтовых вод; 4) высокая степень зрелости и в связи с этим высокая степень выщелоченности материнских пород в районе озера; 5) присутствие в районе озера материнских пород, относительно богатых железом (см. для Швеции карты Lundquist, 1927; Naumann, 1932, для Европейской части СССР — Федорова, 1964а).

К сказанному можно добавить, что для образования собственно конкреционных форм необходимы некоторые дополнительные особенности текстуры и структуры осадков: в галечниках, неправильно слоистых, а также текстурно и структурно неоднородных осадках конкреции, по-ви-

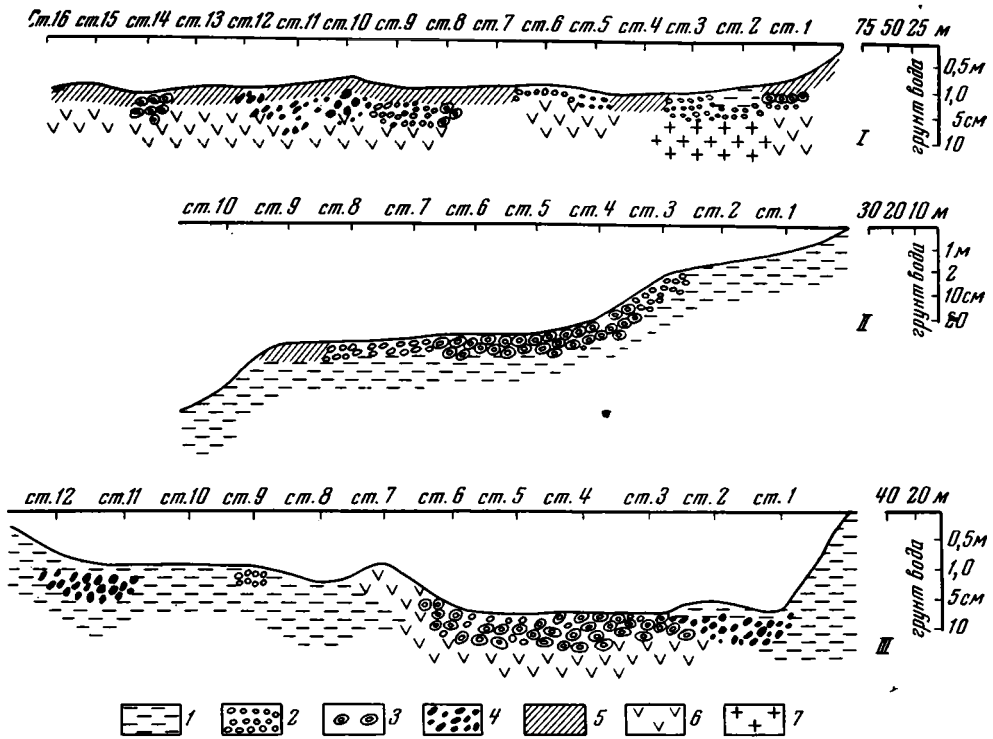


Рис. 15. Условия залегания современных озерных железистых конкреций лесной зоны умеренного пояса

I — в северной части оз. Тумас; II — в Укшеозере около дер. Подкамешек; III — в северной части оз. Кнердема (по Н. М. Страхову, 1948); 1 — ил; 2 — мелкобобовая и монетная руда; 3 — крупные оолиты в иле; 4 — бобовая руда сплошной структуры; 5 — рудная корка; 6 — серая вязкая глина; 7 — диатомовый ил

димому, не образуются или представлены только микроконкрециями цемента.

В чисто дистрофных озерах, очень богатых органическим веществом, а также в водоемах с застойными придонными водами окисно-железистые конкреции не образуются, так как железо в самом верхнем слое ила и даже на его поверхности находится в подвижной закисной форме и не обособляется от осадка. С другой стороны, железистые конкреции не образуются и в озерах, совершенно бедных органическим веществом и с глубоко погруженной окислительно-восстановительной границей.

Для образования собственно конкреций неблагоприятны также быстро текущие воды. Волнение, по-видимому, не является отрицательным фактором.

Седиментация должна отсутствовать или протекать замедленно.

Конкретные физико-химические и биохимические процессы, происходящие при образовании озерных железистых конкреций, выяснены еще не полностью. Наибольший вклад в разработку проблем их генезиса сделан русскими учеными (Перфильев, 1926; Колченова, 1934; Калининко, 1949; Страхов, 1947а, 1948в, 1953, 1960; Страхов и др., 1954; Кротов, 1950а, б; Семенович, 1958; Соколова, 1961; Федорова, 1964а, б и др.). Не останавливаясь на разборе всех предположений, отметим лишь, что теория чисто биогенного образования этих конкреций в настоящее время может считаться отвергнутой. В то же время установлено огромное значение биохимических процессов, определяющих и формы выщелачивания,

и миграции железа, и формы их осаждения из иловых или наддонных растворов.

Железо в озерных илах концентрируется в самом верхнем прослое ила (Ивлиев, 1937; Семенович, 1958; Федорова, 1964а, б и др.), непосредственно под «лабильным» слоем или даже внутри его, но иногда зона

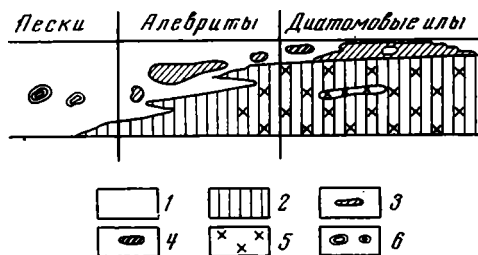


Рис. 16. Условия образования современных конкреций в Байкале (по Н. М. Страхову, 1953)

1 — окислительная зона; 2 — восстановительная зона; 3 — равномерно окрашенные слабожелезистые ржавые пятна; 4 — марганцовые пятна; 5 — вибриантовые пятна; 6 — железо-марганцовые конкреции

максимальной концентрации опускается до глубины 75 см ниже поверхности ила. Железистые конкреции залегают большей частью: 1) в самом верхнем прослое ила, 2) погружены в него так, что верхние части конкреционных тел выступают над поверхностью ила (Копченова, 1934 и др.), 3) прямо на его поверхности.

Эти конкреции образуются не только одновременно, но и после выпадения вмещающего или подстилающего конкреции осадка. Таким образом, они могут считаться в основном раннедиагенетическими²⁵. Конкреции растут или в окислительном слое осадка, близко к окислительно-восстановительной границе (см., например, схему Н. М. Страхова, воспроизведенную на рис. 16), или на его поверхности. Источником железа могут быть истинные растворы солей закисного железа и коллоидные частицы окислов железа, приносимые вместе с осадком. Под влиянием восстанови-

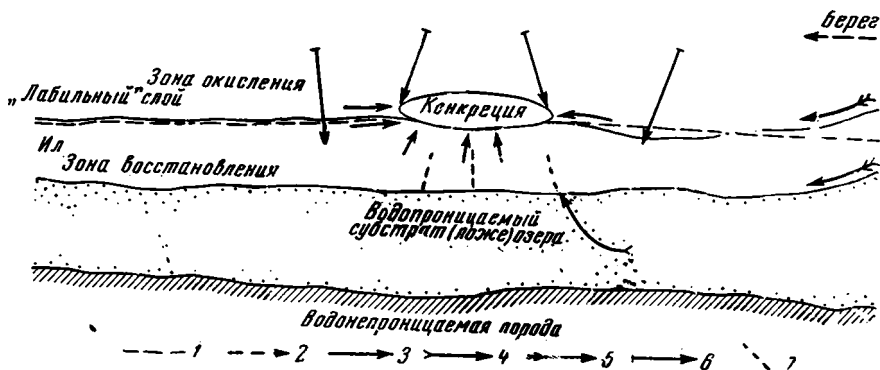


Рис. 17. Схема предполагаемых условий роста современных озерных железистых конкреций

1 — господствующее положение окислительно-восстановительной границы; 2 — направление движения поверхностных вод; 3 — направление диффузии; 4 — направление инфильтрации грунтовых вод через водопроницаемое ложе; 5 — направление грунтового потока в иле по уклону ложа; 6 — инфильтрация наддонных вод; 7 — корневые системы в иле, облегающие инфильтрацию

²⁵ В некоторых случаях осаждение солей железа происходит прямо из наддонной воды, как это показал еще Kindle (1936).

тельных процессов в иле они превращаются в легкоподвижные растворимые соли закисного железа, диффундируют вверх, на границе восстановительной и окислительной зон осадка опять переходят в малоподвижную окисную форму, осаждаются и концентрируются в форме конкреций. Диффузия ионов закисного железа внутри осадка происходит и вдоль поверхностей наслоения. Основная масса железа приносится, по-видимому, грунтовыми водами болотного происхождения, которые поступают в озеро с окружающей территории и которые всегда обогащены солями закисного железа (Aagnio, 1918; Веригина, 1950; Соколова, 1961; Семенович, 1958 и др.). Вероятное сочетание диффузионных и инфильтрационных процессов показано на схеме (рис. 17).

По сравнению с ортштейнообразованием процесс происходит в еще более раннедиагенетическую фазу.

В основном комплекс условий образования озерных и речных железистых конкреций соответствует зональному комплексу ландшафтных условий зоны лесов умеренного пояса и особенно таежной подзоны, а также комплексу геотектонических условий древних глубоко эродированных платформ, причем зональный ландшафтно-климатический комплекс играет решающую роль. Легко видеть также аналогию между этим комплексом условий и комплексом условий ортштейнообразования.

Континентальные окисно-железистые конкреции невыясненного генезиса

В работе Смита (Smith, 1948) дано описание железистых конкреций штата Южная Каролина (США). Возраст конкреций и вмещающих их пород Смит точно не установил. Однако он допускает, что некоторые из них имеют четвертичный и даже современный возраст.

В современных песках нередко встречаются переотложенные или «остаточные», более древние железистые конкреции. Они описаны Грабером (Grabner, 1908). К. А. Баранов (1949) установил ряд критериев, позволяющих отличать переотложенные конкреции от автохтонных.

Общие замечания о географическом распространении окисно-железистых и марганцовисто-железистых конкреций

Эти конкреции приурочены в основном к двум группам осадков: элювиальным и озерным. Они встречаются также в болотных осадках, реже — в речных (главным образом в пойменных и пойменно-дельтовых фациях) и полностью отсутствуют в эоловых, типичных делювиальных и пролювиальных и ледниковых осадках.

Конкреции закономерно связаны с гумидными ландшафтными зонами, причем для каждой из них характерны зонально выдерживающиеся литологические особенности, их различные литологические типы. Максимальное распространение имеют железистые конкреции зон влажных саванн и перемененно влажных тропических лесов, а также зоны лесов умеренного пояса, особенно таежной подзоны.

Распространение окисно-железистых элювиально-почвенных, болотных, аллювиальных и озерных конкреций в основном сходно, но в деталях различно; наиболее резко и четко выражена ландшафтная зональность озерных и затем элювиально-почвенных конкреций.

Дополнительными интразональными условиями для всех групп конкреций являются: 1) полого-волнистый рельеф; 2) водопроницаемость грунтов (не очень грубого механического состава); 3) известная степень «зрелости» ландшафта; 4) замедленность седиментации.

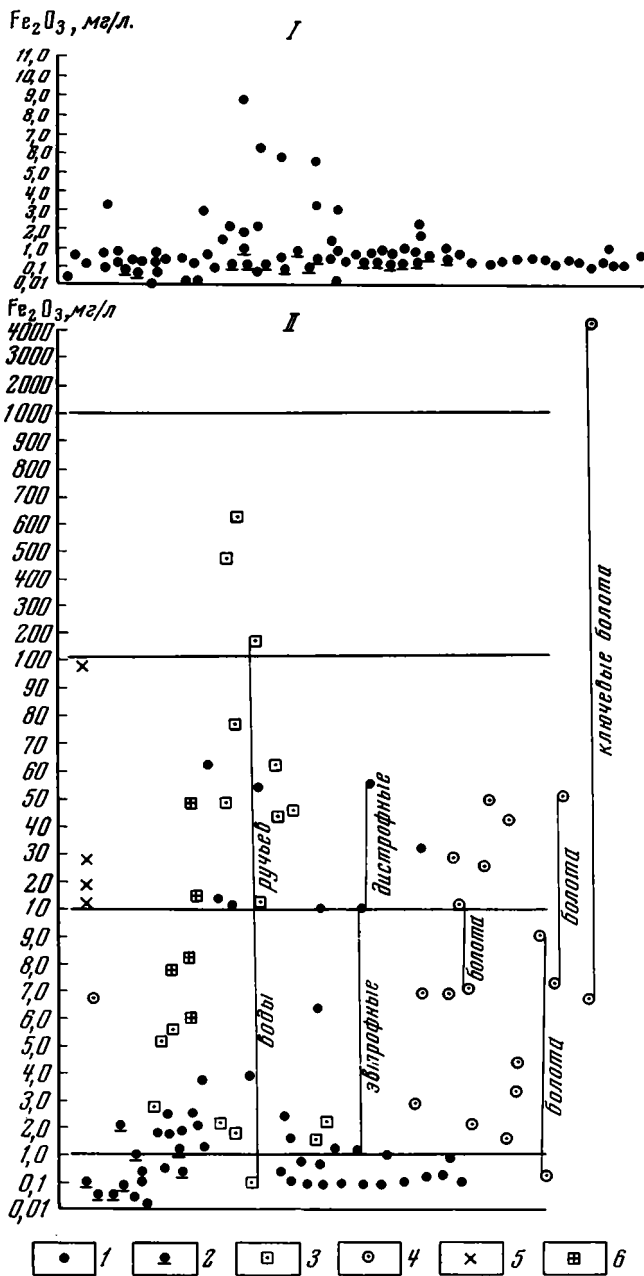


Рис. 18. Диаграмма состава природных вод таежно-подзолистой зоны (по Н. М. Страхову, 1947, с дополнениями)

I — в водах рек; II — в водах озер, болот и ручьев. 1,2 — озерные воды: 1 — единичные анализы, 2 — среднее из нескольких анализов; 3 — воды ручьев; 4 — болотные воды; 5 — воды вулканических озер; 6 — грунтовые воды и источники

Присутствие материнских пород, богатых железом, является благоприятным, но совершенно не обязательным фактором.

Вещественный состав конкрециеобразователя, при наличии благоприятных факторов, определяется, по-видимому, прежде всего климатом и составом растительности.

Географические закономерности распространения железистых конкреций лишь в незначительной степени зависят от изменения валового содержания железа в древних и современных породах, т. е. от закономерностей распространения кларкового железа (термин Страхова, 1948в). Эти закономерности, наоборот, весьма близки к закономерностям распространения рудных осадочных концентраций железа, выявленным в работах Н. М. Страхова (1947а, 1948в, 1951а). Следует при этом отметить, что в современную геологическую эпоху мощные залежи пластовых седиментационных континентальных осадочных железных руд не образуются, а рудообразование идет в основном в форме конкрециеобразования. При высокой концентрации конкреций эти руды сливаются в полупластовые и пластовые залежи, вроде латеритных железистых «панцирей» или «кор» в озерах.

Области максимального распространения всех форм накопления хемогенного и биохемогенного окисного железа на современных континентах, по-видимому, совпадают с зонами окисно-железистого конкрециеобразования, но неконкреционные формы выпадения и накопления окисного железа имеют более широкое и менее закономерное географическое распространение.

Механизм роста конкреций еще полностью не изучен. Одна из наиболее вероятных гипотез показана на схеме (см. рис. 7, 17). Особую роль в «мобилизации» рассеянного железа и превращении его в подвижные формы играет кислый гумус, связанный с лесными ландшафтами и концентрирующийся в болотных фациях. Поэтому именно болота и прежде всего торфяники являются главной природной лабораторией по выработке подвижного железа.

Н. М. Страхов (1947а) уже около 20 лет назад показал, что природные воды (болот, мелких ручьев и грунтовые воды) таежно-подзолистой зоны обогащены железом. Это иллюстрируется составленной им диаграммой, дополненной данными других авторов (рис. 18). Аналогичные наблюдения изложены в работах К. В. Веригиной (1950), Г. А. Максимовича (1955б), А. И. Перельмана (1955), Н. И. Семеновича (1958), Г. И. Федоровой (1964а) и др.

Основной формой миграции железа при конкрециеобразовании и рудообразовании являются не коллоидные, а истинные растворы — солей органических кислот и уголекислоты, как это хорошо видно еще из работ Беммелена (Bemmelen, 1900) и К. В. Веригиной (1950). Перенос этих растворов осуществляется не только грунтовыми, но в сильно заболоченных местностях и поверхностными водами.

Окисно-железистые и железисто-марганцовистые конкреции в морях и океанах

Эти конкреции весьма широко распространены (см. рис. 1, 3) и описанию их посвящена обширная литература.

Назовем работы Г. Д. Аррениуса (1961); А. Д. Архангельского и Е. Д. Копченовой (1935); П. Л. Безрукова (1961); В. С. Буткевича (1926); Д. Е. Гершановича (1954); С. К. Гивна и А. П. Кузнецова (1961); Т. И. Горшковой (1931, 1960, 1963); М. М. Ермолаева (1948); Н. В. Еремеева (1897); Е. И. Ефимовой (1964); Н. Л. Зенкевича и Н. С. Скорняковой (1961); В. О. Калининко (1946, 1947, 1949б); М. В. Клеговой (1936, 1948); А. А. Кордикова (1952); А. М. Курбатова (1940); А. М. Курбатова и В. А. Егорова (1936); Мери (1965); Норденшельда (1881, 1936); А. М. Попова (1932); Я. В. Самойлова и А. Г. Титова (1922); П. Л. Сенюва (1937); Н. С. Скорняковой (1960);

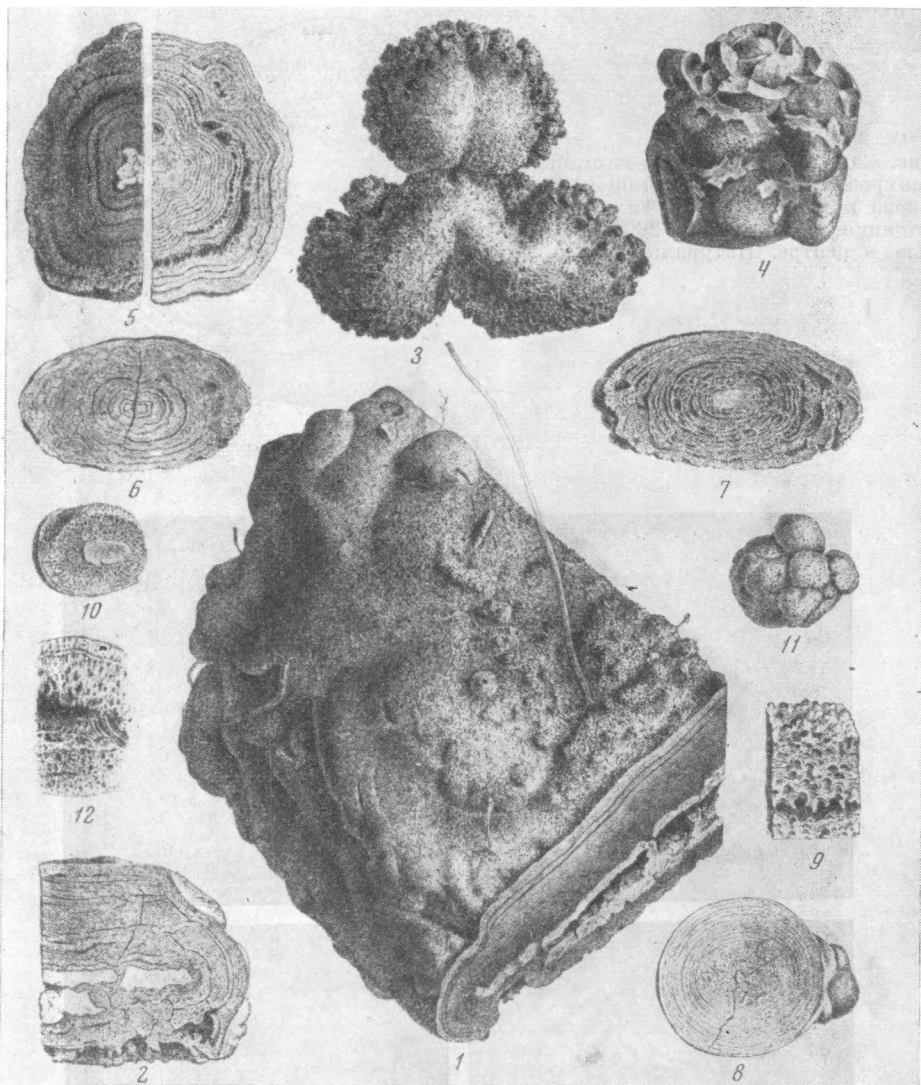


Рис. 19. Железо-марганцевистые конкреции в глубоководных осадках (по Муггау, Renard, 1891)

1 — четвертая часть большой конкреции из северной части Тихого океана (0,75 натуральной величины); размер всей конкреции $31 \times 20 \times 6$ см (станция 253, глубина 5719 м), нижняя поверхность, с поясом донной глыны, шероховата и содержит многочисленные тесно расположенные сосцевидные бугорки, верхняя поверхность — более гладкая, бугорки более округленные, с более мягкими очертаниями. Видны прикрепленные организмы. Внизу справа удлиненное ядро неясного происхождения с пустотами, заполненными глинистым веществом; 2 — конечная часть той же конкреции (0,75 натуральной величины), окислы марганца удалены концентрированной соляной кислотой; 3 — нижняя поверхность конкреции из центральной части Тихого океана (0,75 натуральной величины), верхняя поверхность — более гладкая; конкреция сформировалась вокруг большого зуба *Sarcharodon*; намечается три центра роста, соответственно трем углам тела зуба; 4 — плотная конкреция из южной части Тихого океана (станция 274, глубина 5032 м, 0,75 натуральной величины); верхняя часть обломана таким образом, что видно концентрическое строение, интенсивно бугорчатая поверхность пустот между бугорками — неправильные трубки ризопод; 5 — разрез конкреций из северной части Тихого океана (станция 248, глубина 5307 м), окислы марганца на половину растворены, чтобы показать текстуру; видно сочетание концентрической и радиально-лучистой текстур, светлое ядро в центре, вероятно, бывшее первоначально куском пемзы (0,75 натуральной величины); 6, 7 — разрезам конкреций из центральной части Тихого океана (станция 274, глубина 5032 м, 0,75 натуральной величины), в образце 6 окислы марганца частично удалены соляной кислотой; 8 — разрез округлой конкреции из северной части Тихого океана (0,75 натуральной величины), окислы марганца частично удалены соляной кислотой, видны три концентрические зоны; 9 — часть того же разреза, увеличенная в 18 раз, видна структура внешней концентрической зоны конкреции, пустоты были выполнены окислами марганца (и железа?), а их стенки обогащены глинистым и землянистым обломочным материалом, разрез показывает ячеистые микроформы конкреции в осадке; 10 — разрез конкреции из южной части Тихого океана (0,75 натуральной величины), часть конкрецииобразователя удалена соляной кислотой, видно ядро из вулканической породы, окруженное зоной без концентров, и внешняя концентрически построенная зона; 11 — желвак из южной части Тихого океана (станция 297, глубина 3248 м, 0,75 натуральной величины), поверхность обработана крепкой соляной кислотой, виден глинистый «скелет» конкреции; 12 — кусок конкреции из центральной части Тихого океана (0,75 натуральной величины), обработанный соляной кислотой, видны трубочки ризопод между двумя слоями глинистого «скелета»

Рис. 20. Разрез железо-марганцевой конкреции, взятой экспедицией Челленджера в южной части Тихого океана (станция 160, глубина 2600 м) с костью в центре. Натуральная величина

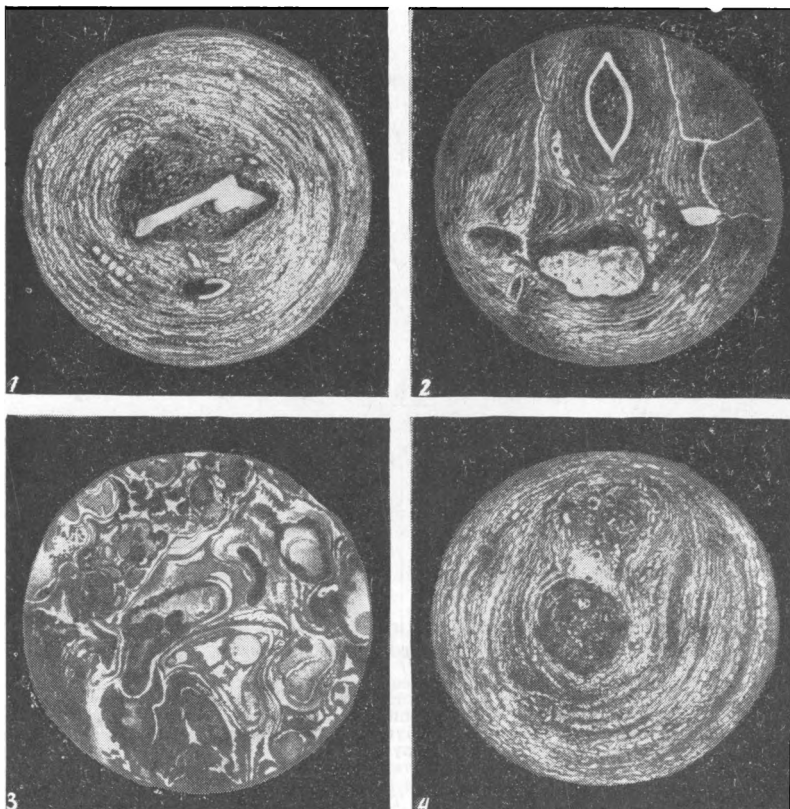
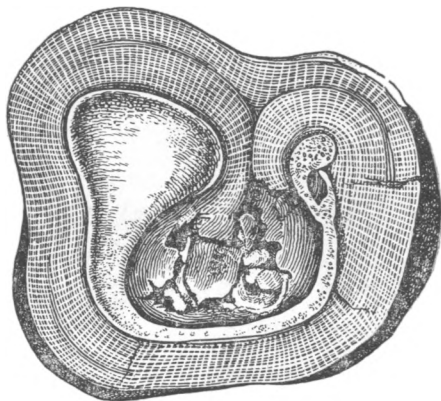


Рис. 21. Фотографии шлифов железо-марганцевистых конкреций в океанах (по Murray, Renard, 1891). Станция 285, южная часть Тихого океана, глубина 4346 м

1 — в центре — светлый обломок зуба акулы, окруженный концентрическими слоями конкреции; более мелкие обломки зуба распределены концентрически (силами роста); более темные микрослои богаче марганцем, более светлые — глинистым веществом; 2 — другая конкреция, виден концентрический рост вокруг нескольких ядер (обломки зубов акул и различные минеральные зерна вулканического происхождения); 3 — видны темные участки, обогащенные марганцем, и светлые, относительно богатые глинистым веществом, 4 — виден зонарный рост вокруг двух основных центров и последующее слияние в одну конкрецию. Светлые участки — минеральные и органические обломки, ориентированные и расположенные соответственно центрам роста (1, 2 и 4 — увеличение в 27 раз; 3 — в 108 раз)

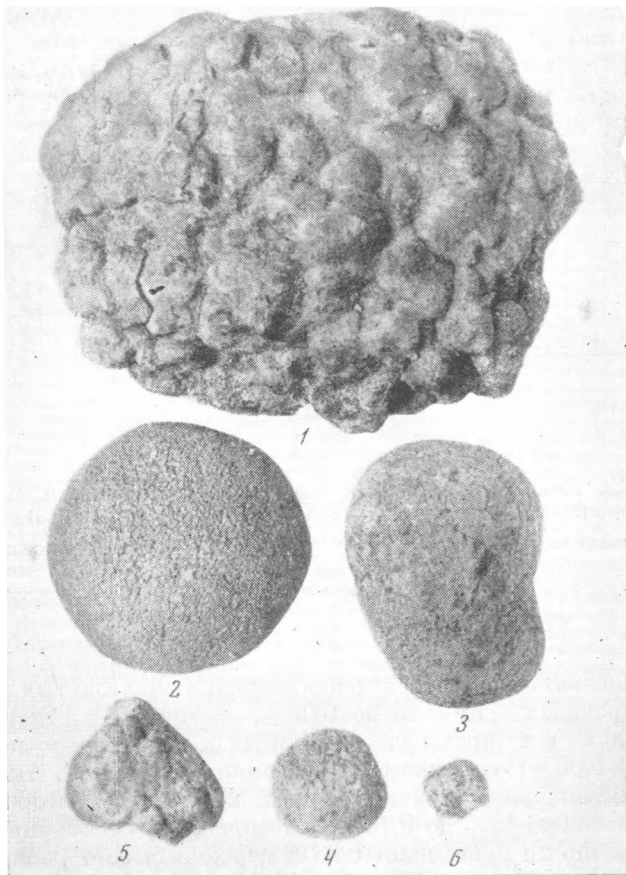


Рис. 22. Железо-марганцевые глубоководные конкреции Тихого океана (по Agassiz, 1902)

1 — наиболее распространенный морфологический тип глубоководных океанических железо-марганцевистых конкреций — ежевичкообразный с сосцевидными бугорками (с глубины 4983 м); 2—4 — типы конкреций с глубины 4465 м; 5, 6 — то же, с глубины 4333 м

Н. С. Скорняковой и П. Ф. Андрущенко (1964); Н. С. Скорняковой и Н. Л. Зенкевича (1961); Е. И. Соколовой (1961); Н. М. Страхова (1948в, 1960); Н. М. Страхова и др. (1954); Н. Н. Сысоева (1961); Агассица (Agassiz, 1906); Андра (Andree, 1920); Бьюкенена (Buchanan, 1878, 1891, 1892); Гриппенберг (Grippenberg, 1934); Мангейм (Manheim, 1961); Мэррея и Хьерта (Murray a. Hjort, 1912); Мэррея и Ирвина (Murray a. Irvine, 1894); Мэррея и Ренара (Murray a. Renard, 1891); Петтерсена (Pettersen, 1943); Пратге (Pratje, 1930).

Наиболее важные указания содержатся в работах Буткевича, Горшковой, Ермолаева, Зенкевича и Скорняковой, Калининко, Кленовой, Самойлова и Титова, Скорняковой, Страхова, а также Бьюкенена, Мэррея, Мери. Химический состав этих конкреций приведен в табл. XX—XXV.

Состав конкрециеобразователя, как и у озерных конкреций, определяется весьма переменными соотношениями различных минералов гидроокислов железа и марганца; в среднем, однако, содержание марганца (по табл. I — около 19,1%) значительно больше, чем в конкрециях континентальных водоемов. В отдельных образцах содержание марганца колеблет-

ся от 0,03 до 39,6%, а отношение марганца к железу от 0,03 до 2,6 и более; в среднем по табл. I около 1,26 (в то время как в озерных оно составляет в среднем 0,12). Заметно отличается и содержание некоторых сопутствующих аксессуарных компонентов. Среднее содержание фосфора близко к болотным рудам, но гораздо больше, чем в озерных.

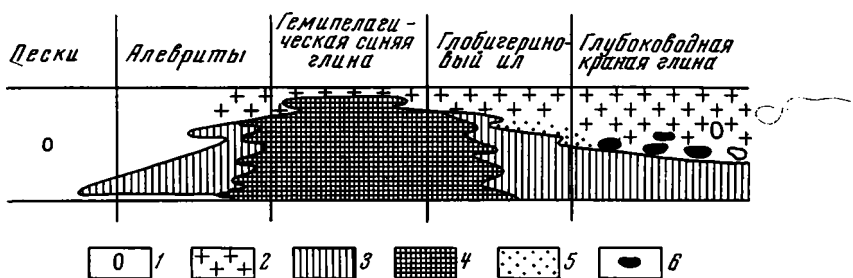


Рис. 23. Условия образования окисных конкреций в современных океанических бассейнах (по Н. М. Страхову, 1953)

1 — окислительная зона осадков; 2 — окислы железа, окрашивающие окислительную зону; 3 — слабо выраженная восстановительная зона; 4 — сильно выраженная восстановительная зона; 5 — участки, обогащенные железом и марганцем; 6 — железо-марганцевые конкреции

Содержание ванадия колеблется в морских железистых конкрециях в небольших пределах — от 0,05 до 0,09%, составляя в отношении железа 0,00025—0,00050, в то время как в озерных и болотных рудах оно не превышает 0,05—0,06%; отношение V/Fe равно $5-17 \cdot 10^{-4}$. Аналогичные соотношения имеют место и с мышьяком, количество которого в морских рудах изменяется от 0,05 до 0,10%, в то время как в озерных и болотных рудах оно обычно не превышает 0,05 и нередко бывает равно нулю. Отношение As/Fe колеблется здесь от $20 \cdot 10^{-4}$ до $47 \cdot 10^{-4}$, в то время как в болотных и озерных рудах оно не превышает $11 \cdot 10^{-4}$ (Архангельский и Копченова, 1935).

По содержанию магния морские железистые конкреции в среднем значительно превосходят континентальные, хотя общее количество окиси магния и здесь не превышает 3—4%, составляя обычно 1,2—3%.

Отдельные конкреции достигают 15 см и даже изредка 30 см в диаметре, но обычно не превышают нескольких сантиметров. Формы конкреций довольно разнообразны (рис. 19, 20—22). Многие конкреции имеют «ядро», которым может служить любой обломок органического или неорганического вещества. Формы таких конкреций несколько (особенно на начальных стадиях их роста) зависят от формы ядра. Конкреции без ядра часто приближаются к сферической форме. Особенно широко распространены различные оваловидные и уплощенно-оваловидные, лепешкообразные, «блюдообразные», «ватрушкообразные» формы; реже встречаются цилиндрические и трубчатые формы.

Конкреционные текстуры бывают концентрически (чаще) и неконцентрически (реже) слоистые; встречаются также сплошные текстуры. По морфологическим и текстурным признакам некоторые мелководные формы напоминают озерные. Большинство глубоководных и часть мелководных форм морфологически отличается от озерных (рис. 23).

Отдельные конкреционные тела иногда образуют конкреционные сростки разнообразной формы, большей частью морфологически несходные со сростками озерных конкреций.

Широко распространены переходные к конкрециям корки толщиной до 11—12 см и более (Зенкевич и Скорнякова, 1961) и «наросты» на от-

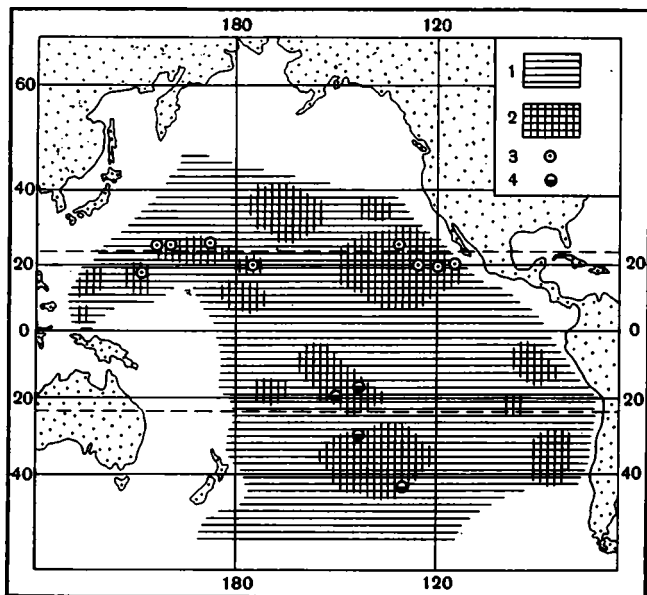


Рис. 24. Распределение и концентрация железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана (по Н. Л. Зенкевичу и Н. С. Скорняковой, 1961)
 1 — область распространения конкреций; 2 — зоны высоких (рудных) концентраций конкреций;
 3 — фотографические станции «Витязя»; 4 — фотографические станции экспедиции «Дауид»

дельных мелких субстратах-галляках, раковинах и т. п. Эти наросты имеют более широкое географическое распространение, чем собственно конкреции.

По характеру географического распространения выделяются две группы конкреций, отличающиеся и по литологическим признакам.

Первая группа — это океанические, в основном глубоководные конкреции. Они впервые были открыты знаменитой экспедицией Чэлленджера. Конкреции этой группы встречаются на глубинах от 2400 до 6500 м. Географическое распространение их отражено на рис. 24 (см. также рис. 1, 3).

Вторая группа — конкреции мелководные, шельфовых морей. Они встречаются на глубинах от нескольких десятков до 300 м, т. е. приурочены к совершенно другой вертикальной зоне Мирового океана (см. рис. 1, 3)

На глубинах, промежуточных между этими двумя вертикальными зонами, железо-марганцевистые конкреции распространены гораздо реже и представлены особыми группами. Так, например, они встречаются в проливах между атоллами Мальдивской подводной возвышенности (к юго-востоку от Индостана) на глубинах 180—1390 м, а также между островами Летти и Тимор на глубине 1224 м, величиной с орех; на дне Атлантического океана, под Гольфстримом, на глубине 1800—2900 м, толщиной до 15 см.

Глубоководные (абиссальные) железо-марганцевистые конкреции

По вещественному составу (см. табл. XX, XXI) эти конкреции характеризуются отчетливым преобладанием марганца над железом. Марганец присутствует главным образом в форме гидрата MnO_2 , причем в периферийной части конкреции он менее окислен.

Помимо гидратов MnO_2 и Fe_2O_3 , отмечены еще разнообразные, но всегда незначительные по размерам примеси $CaCO_3$, фосфатов Ca, Mg и органического вещества. Специальные исследования показали, что в составе этих конкреций содержится до 30 химических элементов: марганец (1,7—

50%), железо (0,8—39,5%), кобальт (до 2,3%), никель (до 2,37%), медь (до 2,92%), ванадий (0,02—0,11%) и др. (см. табл. XX—XXI). Отмечены повышенная радиоактивность некоторых конкреций и некоторая концентрация в них свинца (до 0,54%). По данным последних исследований (Меро, 1965), минералогическая форма окислов марганца и железа в этих конкрециях очень сложна. В основном это, по-видимому, смешанно-слоистые, марганцово-железистые минералы, с преобладанием в решетке слоев гидратов четырех- и (затем) двухвалентного Mn, а также с участием слоев Fe(OH)₃, молибдена (до 0,15%), цинка, тория (до 200 × 10⁻⁶%), радия, урана, редкоземельных элементов (Аррениус, 1961; Меро, 1965; Ефимова, 1964). Концентрация урана в 2—5 раз больше его нормальных концентраций в морских осадках (Ефимова, 1964, стр. 10).

Нередко наблюдается ассоциация с новообразованиями филлипсита (минерала из группы цеолитов), характерными для глубоководных глин. Филлипсит образует микроконкреции — «сферулы», которые являются иногда центрами роста железо-марганцовых конкреций.

Морфологически абиссальные железо-марганцовые конкреции отличаются резким преобладанием уплощенно оваловидных, неправильно округленных, желваковидных, иногда грушевидных, реже — сферических форм. По форме они «напоминают картофель, шарики, таблетки» (Меро, 1965).

Отдельные конкреции достигают 20, изредка — 30 см в диаметре. Своеобразные формы роста часто создают специфическую «сосцевидную» скульптуру поверхности этих конкреций, благодаря чему возникают конкреции «ежевикообразного» облика (см. рис. 22). Среди них выделяются две группы: 1) неправильно желваковидные, со сростками и 2) неправильно «гроздевидные» формы, образующиеся за счет сростков многих мелких желваков или их «нарастания» на ядро. Широко распространены также и овальные лепешкообразные формы (образующие пластоподобные (?) сростки). Вес отдельных конкреций достигает 850 кг (Меро, 1965).

Текстура — волнисто-концентрическая, которая часто сочетается со своеобразной радиальной дендритообразной текстурой, с «вилкообразными» разветвлениями (см. рис. 19, 21).

Конкреции залегают на поверхности ила, бывают частично погружены в него или располагаются в самом верхнем слое ила, иногда до глубины 30 см, реже — до глубины 3 м (Зенкевич и Скорнякова, 1961), иногда — даже до глубины 7,5 м (Страхов, 1965), причем конкреции различной глубины залегания отличаются по форме (Скорнякова, 1960 и др.).

По последним данным (Зенкевич и Скорнякова, Скорнякова, Безруков, Меро и др.), конкреции нередко образуют пластоподобные и коркоподобные участки сплошного залегания. Иногда конкреции залегают прямо на твердой поверхности коренных пород. В таких случаях можно предполагать или осаждение солей железа и марганца прямо из наддонной воды, или удаление рыхлого вмещающего ила после образования конкреций глубоководным размывом (Гини и Кузнецов, 1961). Большая часть конкреций является раннедиагенетической. Эти конкреции растут в рыхлом сильно обводненном осадке за счет диффузии ионов из илового раствора. Скорость роста конкреций, по Petterson (1943) около 1 мм в 1000 лет; по Меро (1965) — 0,01 см в 1000 лет; по Аррениусу (1961) — 0,01 мм в 1000 лет; по Ефимовой (1964) — 0,03—1,8 мм за 1000 лет, т. е. в несколько раз меньше, чем скорость накопления вмещающих и подстилающих осадков. Рост конкреций осуществляется концентрически, вокруг многочисленных макро- и микроцентров. Концентрически растущие субсферические формы по мере роста сливаются между собой и макроскопически, как это хорошо видно в шлифах (см. рис. 21). В процессе роста мелкие обломки органических остатков и минеральные частицы силами роста перераспределяются соответственно центрам нарастания (см. рис. 21, 1, 4). Происходит также частичное и полное замещение органических остатков и нестойких минеральных компонентов (см. рис. 19, 1 и др.). Период образования отдельных конкреций и «корок», по Е. И. Ефимовой, колеблется от 35 300

до 335 700 лет, а продолжительность существования конкреций (учитывая возможные перерывы в росте) не превышает 800 000 лет.

«Ячеистая» или «клеточная» микроструктура, заметная в ряде конкреций (см рис. 19, 7), указывает на сложные диффузионные процессы в коллоидной или субколлоидной среде, с образованием «мембран» (Чухров, 1940, 1955). Эти ячейки могут быть связаны и с микроразделением.

Абиссальные железисто-марганцовые конкреции приурочены главным образом к так называемой «красной глубоководной глине», но встречаются и в глубоководном известковом «глобигериновом» иле. В этих илах рассматриваемые конкреции приурочены к фациям, сильно обогащенным вулканическими обломками и характеризующимися интенсивными окислительными процессами, происходящими в поверхностном слое. В отличие от конкреций в «красной глине», они имеют своеобразные известково-глинистые «ядра».

Физико-географические условия абиссали принято считать очень однообразными, и какая-либо горизонтальная зональность в ней не выявлена. Железо-марганцовистые конкреции абиссали наблюдаются в разных широтах на огромных площадях дна Тихого, Атлантического и Индийского океанов, а также в Японском море (Гершанович, 1954). В поясе диатомовых илов («Южного полярного океана») они, по-видимому, неизвестны. Придонные воды абиссали имеют равномерную довольно низкую температуру, но некоторая циркуляция вод все же имеет место. Воды богаты растворенным кислородом и CO_2 . Конкреции, по мнению Мэррея, приурочены к областям, богатым вулканическими основными породами (Зенкевич и Скорнякова, 1961), и к участкам дна с мелко-, но иногда и сильно расчлененным рельефом, с наклоном дна до 35° (Сысоев, 1961).

По последним данным, эти конкреции распространены значительно шире, чем предполагалось раньше. По Менарду (Аррениус, 1961), они занимают около 10% всей площади океанического ложа. По Н. С. Скорняковой и Н. Л. Зенкевичу (1961), железисто-марганцовые конкреции охватывают примерно половину площади дна Тихого океана, покрытого красной глиной (см. рис. 24) и карбонатными абиссальными илами.

На поверхности осадка в тех станциях, где конкреции встречаются, они занимают от 24 до 52% площади дна (по Сысоеву, 1961 — до 50—60%). Содержание их колеблется от 0,36 до 1,90 г/см², или от 4600 до 19 000 т/км². По Мэро (1965, стр. 258) «в среднем около 20% площади дна Тихого океана полностью покрыто конкрециями». По 40 подсчетам концентрации их на поверхности дна колеблются от 0,4 до 4 г/см²; среднее — около 0,8 г/см². Запасы железисто-марганцовых конкреций в Тихом океане достигают многих миллиардов тонн (по Вульфсону, 1962 — около 100 млрд. т). Большие месторождения аналогичных конкреций открыты и в Индийском океане (Безруков, 1961а). В связи с этим ставится вопрос о возможности добычи этих конкреций драгами как полезного ископаемого (руды марганца, особенно кобальта и др.). По В. Вульфсону (1962, стр. 9), даже «доказана техническая возможность и экономическая целесообразность» этой добычи.

Выделяются по составу илов и физико-географическим условиям абиссальные воды современных геосинклинальных областей, как море Банда (Зондский архипелаг). Здесь также встречаются железисто-марганцовые конкреции, в составе которых отмечены и «бурожелезняковые», почти не марганцовистые.

Генезис абиссальных железисто-марганцовистых конкреций до сих пор неясен.

Биогенное образование этих конкреций (теории Бьюкенена, Джадда и др.) представляется маловероятным. Чисто физико-химическая теория, развитая Мэрреем, также требует серьезных уточнений (Страхов, 1965, см. рис. 23). Во всяком случае несомненна связь абиссальных конкреций с определенным ландшафтом морского дна: 1) с холодными водами, богатыми кислородом и CO_2 ; 2) с фациями, бедными бентосом; 3) с низким содержанием органического вещества в иле; 4) с очень медленной седиментацией или полным ее отсутствием. Высокие концентрации стяжаний связаны, по-видимому, с подводным вулканизмом.

По Аррениусу (1961, стр. 19), «предполагалось, что марганцовые конкреции образуются в морской воде при каталитическом окислении ионов

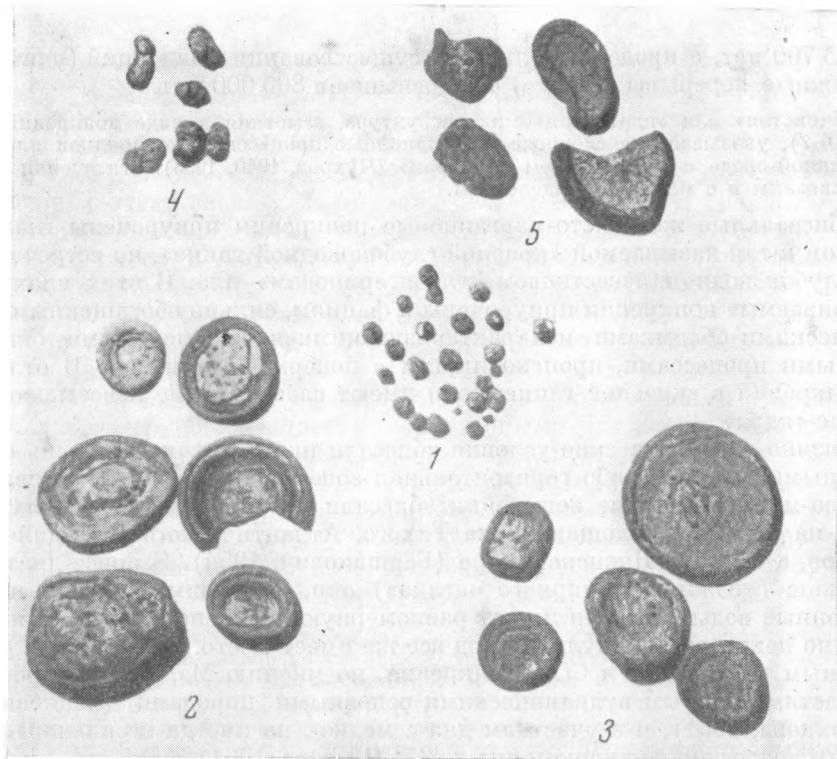


Рис. 25. Железистые конкреции в Балтийском море, собранные «Наутилусом» в 1904, 1905, 1912 и 1923 гг.

1 — гороховидные коричневые конкреции, почти одинакового объема с глубины 17 м, около 0,5 см в диаметре каждая, общий вес — 20 г (60°30' с. ш., 28°25' з. д.); 2 — почти плоские лепешковидные (с утолщенными наружными концентриками, диаметром 1—5 см) конкреции, в центре большей части образцов заключена галька (60°10' с. ш., 25°10' з. д.); 3 — то же, диаметром до 5 см, с глубины 21 м, общий вес 260 г (59°58' с. ш., 24°30' з. д.); 4 — бобовые, некоторые слегка уплощенные конкреции, диаметром 2—3 см, с глубины 36 м (59°32'5'' с.ш.; 26°54' з. д.); 5 — уплощенные неправильной формы конкреции (60°06' с. ш., 24°52' з. д.)

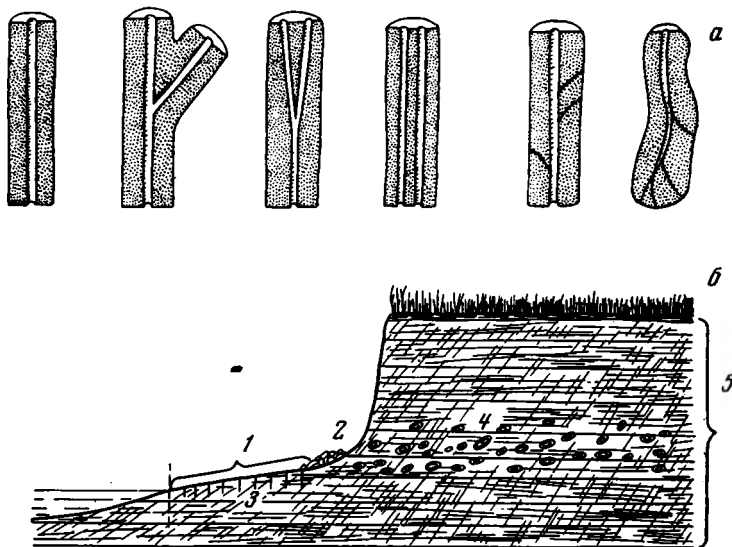


Рис. 26. Железистые прикорневые конкреции (ризоконкреции) на Атлантическом побережье Канады (по Rousseau, 1934)

а — схематические вертикальные разрезы некоторых ризоконкреций; б — схематический поперечный разрез банки Сент-Лоуренс в заливе Бельшасс, в периодически осушающейся сублиторали ваттов; 1 — приливно-отливная зона; 2 — скопление ризоконкреций у берега, у уреза воды; 3 — конкреции в процессе формирования; 4 — плейстоценовый погребенный пласт с ракушей; 5 — слой серо-голубой глины

закисного марганца гидроокисью железа, образующейся на поверхности океанического дна в виде пленок ила при коагуляции ее коллоидных частиц в морской воде». Эта гипотеза, очевидно, ведет к представлению о концентрации ионов закисного марганца в грунтовом растворе абиссальных илов и миграции их к поверхности осадка. Источником образования растворимого марганца может быть разложение вулканических пород в среде, богатой CO_2 . Существенную роль в образовании конкреций сыграли подводные вулканические процессы. В сравнительно щелочном иловом или придонном растворе ($\text{pH} > 7,5$) бикарбонаты марганца более подвижны, чем бикарбонаты железа. Отсюда — возможность большей мобилизации конкрециеобразователя в закисной форме с последующим окислением и выпадением конкреций. По Меро (1965, стр. 251), «общей характерной чертой окружающей среды... является движение вышележащих слоев воды... донноокеанские водные течения способствуют контактам золь с ядрами» и «сохранению окислительной среды». Огромную роль в образовании конкреций сыграла, вероятно, миграция богатых CO_2 холодных вод в период оледенения и таяния ледника.

Шельфовые железо-марганцовистые конкреции

Эти конкреции очень сходны с глубоководными, несмотря на столь резкое отличие физико-географических условий и почти полное отсутствие конкреций на промежуточных глубинах. С другой стороны, шельфовые конкреции отличаются от глубоководных как по вещественному составу, так и по другим литологическим признакам (Самойлов и Титов, 1922; Гинзбург, 1936).

По вещественному составу они отличаются: 1) меньшим содержанием Mn и (относительно) большим содержанием железа; 2) присутствием окислов менее высокой степени окисления; 3) отсутствием филлипсита; 4) большим содержанием силикатного обломочного материала; 5) более высоким отношением кремнезема к глинозему в силикатной составляющей; 6) меньшим разнообразием входящих в состав конкреций химических элементов; 7) большим содержанием органического вещества (см. табл. XXII—XXIV).

По морфологии и текстуре (рис. 25—28) для них характерно отсутствие (?) «ежевиковидных» форм и наличие несвойственных глубоководным конкрециям морфолого-текстурных типов, в частности, сильно уплощенных специфических лепешкообразных форм, сходных со многими формами озерных конкреций. Т. И. Горшкова (1931, 1960, 1961, 1963) среди конкреций одного лишь Белого моря выделяет шесть морфологических и текстурных типов. Все эти типы отличаются один от другого и по вещественному составу, т. е. являются настоящими литогенетическими типами. В Баренцевом море, помимо указанных, существуют еще другие, самостоятельные типы конкреций (рис. 28).

В общем преобладают, по-видимому, концентрически «слоистые», скорлуповатые формы, затем горизонтальнослоистые, уплощенно-округлые, лепешкообразные, затем овалоидные. Особо выделяются роренштейны (Rousseau, 1934).

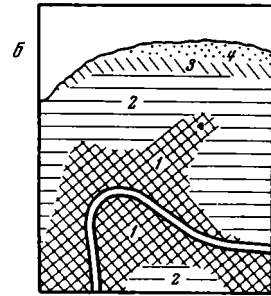
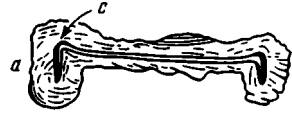


Рис. 27. Современная железистая и железисто-известковая конкреция в пляже нидерландского побережья, около Йймуйдена

а — вертикальный разрез конкреции, сформировавшейся вокруг крышки жестяной коробки (натуральная величина); б — распределение различных типов цемента около точки С в той же конкреции (увеличено в 8 раз);

1 — лимонитовый цемент, vyplняющий поры; 2 — пленки лимонита на кварцевых зернах; пленки лимонита и арагонита вокруг фрагментов раковины; 3 — пленки лимонита и арагонита вокруг всех кластических компонентов; 4 — цемент, состоящий исключительно из арагонита

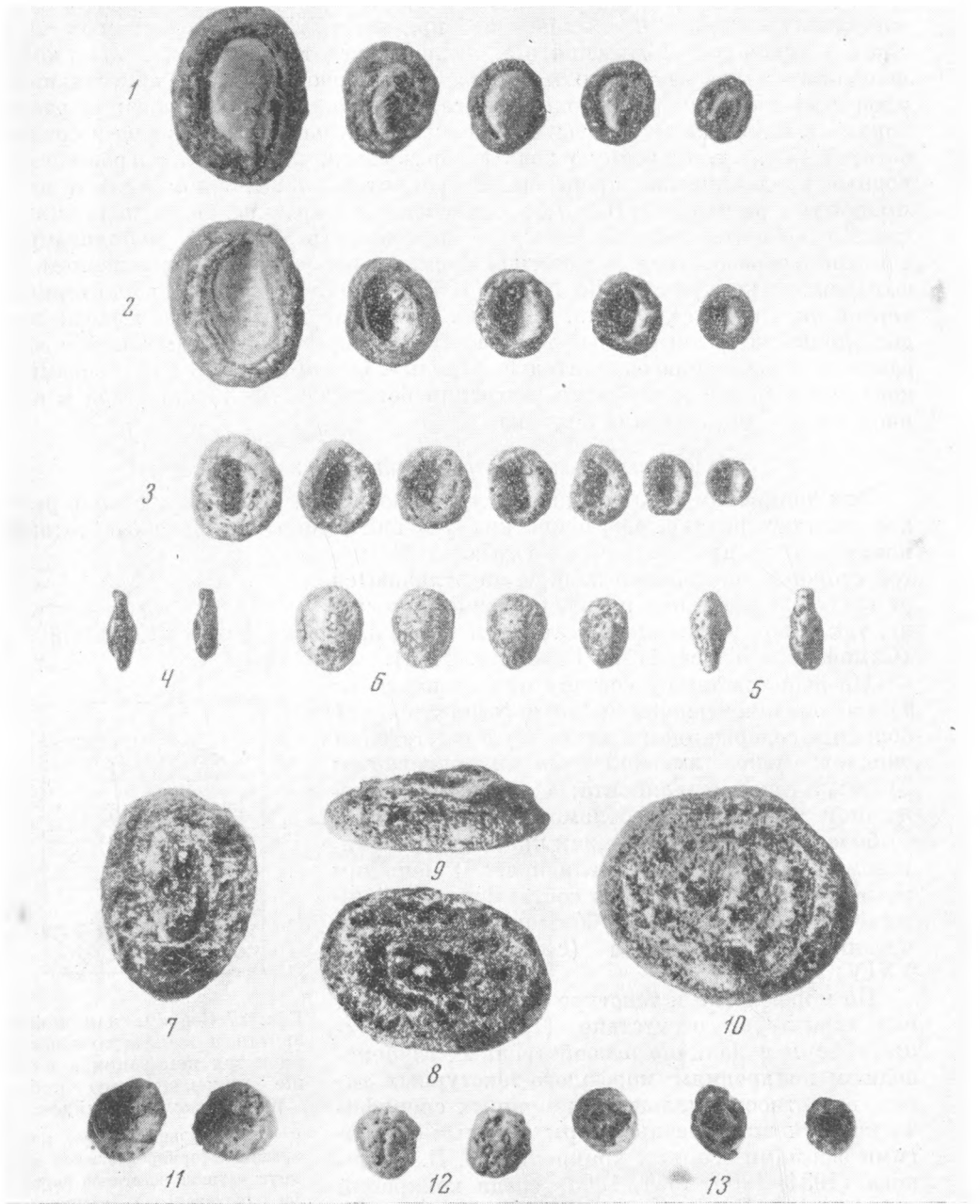
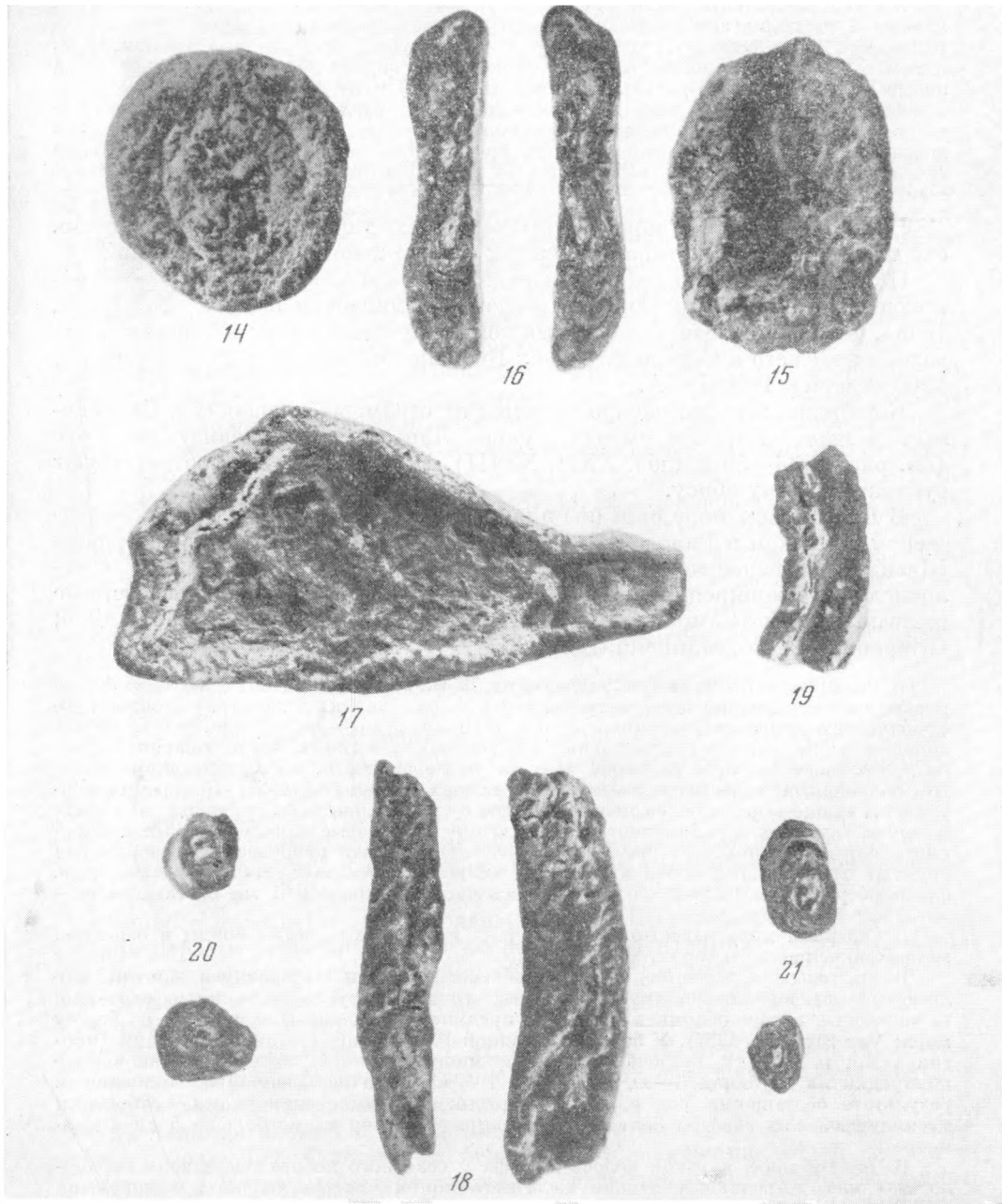


Рис. 28. Марганцово-железистые конкреции из Черного, Балтийского и

1 — марганцово-железистые валики вдоль краев одиночных створок раковин *Modiola phaseolina*, найдено более утолщенные валики, растущие главным образом внутрь раковины. Вид с внутренней стороны выстихших валиков вокруг сложенных створок раковин *Modiola* (Черное море), вид сбоку; 6 — раковины *Modiola* поверхность мелкобугристая (район между Севастополем и Евпаторией, с глубины 33 м); 7—10 — железистое кольцо, 10 — ядро видно с одной стороны, другая поверхность целиком покрыта концентрической поверхностью гроздевидно-бугристая, бородавчатая, 13 — желваки в разрезе, видно их скорлуповидное строение, с глубины 323 м, средний диаметр — 5 см, толщина 1 см, снаружи заметна концентрическая поверхность отсутствует; 16 — поперечный разрез конкреции, аналогичной 14 (оттуда же); видна 17 — сильно вытянутый, угловатый, плоский, чашевидный желвак; в центре — плоская пластина до 2 мм толщиной, обтекающая края пластины; 18 — трубчатые слабо изогнутые конкреции до 7 см; поперечная трубчатая конкреция со вскрытыми боковыми стенками; на одной из них белеет изогнутая свет диаметром 5—7 мм при толщине стенок 3—7 мм; полость свободна



Баренцова морей (по Я. В. Самойлову и А. Г. Титову, 1922)

ных в районе Севастополя, с глубины 131 м; 2 — то же, с внутренней стороны раковины; 3 — сходные, раковин (район между Севастополем и Евпаторией, с глубины 83 м); 4, 5 — образование марганцево-железиста, образующие конкреции в виде шляпки гриба; целиком обросшие марганцево-железистым материалом; лваковатые марганцево-железистые конкреции из северной части Финского залива с глубины 6—10 м: ной плоскости на обеих поверхностях желваков, 9 — ядро с одной стороны выдается над марганцево-реционным материалом; 11—13 — субферические желваки из Балтийского моря: 11 — гладкие, 12 — строение; 14 — плоские, почти круговые лепешкообразные конкреции из Баренцова моря (79°15' с. ш., кая бороздчатость; 15 — выпукло-вогнутая конкреция (оттуда же) с крупнобугристой поверхностью, сложная концентрическая скорлуповатость и плоская вогнутость (концентры вокруг нескольких точек); толщиной, обросшая по краям узким валиком толщиной 8—9 мм, сложенным из концентрически-скорлупо-речный диаметр 1—2 см; поверхность с одной стороны темная бугристая, с другой — гладкая; 19 — трубка червя; 20, 21 — поперечный раскол этих же трубок; виден круговой или субэллиптический про- или заполнена илистым неконкреционным материалом.

Железисто-глинистые прикорневые конкреции (ризоконкреции, роренштейны) отмечены в периодически осушающейся сублиторали ваттов (например, около устья р. Святого Лаврентия, по Руссо, 1934), в серо-голубых четвертичных глинах, затопляемых во время прилива, вокруг вертикальных корней. Они представляют собой полые цилиндрики от 5 до 75 мм длиной (высотой) и от 2 до 15 мм в поперечнике с центральным каналом от 1 до 2 мм в диаметре; реже этот каналчик ветвится; во всех случаях они облекаются одним конкреционным цилиндром. Конкреции сложены тонкозернистыми желто-охристого цвета гидроокислами железа. Волнениями и течениями часть конкреций вымывается из менее плотной вмещающей глины (Roussseau, 1934; см. рис. 26).

Некоторые из этих морфолого-текстурных типов, несомненно, очень сходны с отдельными типами озерных окисно-железистых конкреций.

Помимо собственно конкреций и «корок», распространены еще орштейнноподобные сцементированные прослойки и линзочки в илах (Ермолаев, 1948), а также железисто-песчаные конкреционные линзы в береговых барах Балтийского и Северного морей, Бискайского залива и др. (Raquetgeau, 1960; Vageler, 1906 и др.).

Конкреции широко распространены на огромных площадях в Баренцовом, Белом, Карском морях, море Лаптевых, Гренландском море (см. рис. 1, 33—39 и табл. XXII, XXIII). Все эти районы соответствуют субарктическому поясу.

В Балтийском море описаны аналогичные (главным образом в Ботническом, Финском и Рижском заливах, а также у юго-восточного побережья Швеции), но более мелкие и морфологически менее разнообразные и малочисленные конкреции и корки, внешне очень напоминающие озерные железные руды (Самойлов и Титов, 1922; Горшкова, 1960, 1961, 1963; Grippenberг, 1934; Manheim, 1961).

В Рижском и Ботническом заливах, по Т. И. Горшковой (1961), железо-марганцовые конкреции чаще всего встречаются в форме мелких «шариков» (точнее субсферических желваков), размером от 0,5 до 10 мм, реже — концентрически слоистых лепешек и еще реже — неправильных оруденелых пластинок. Среди «шариков» резко преобладает фракция размером 1—3 мм, что совпадает с господствующим размером оваловидных железистых конкреций в почвах (Горшкова, 1957). Конкреции приурочены «чаще всего к более мелким местам с грубозернистыми грунтами; на самых больших глубинах, где залегают самые мягкие коричнево-глинистые илы, конкреции обнаружены не были» (там же, стр. 386). Однако эти наиболее «грубозернистые грунты» представляют собой в основном «иллистые пески» и «песчаные илы», т. е. фракцию размером 0,25—0,005 мм. Примесь частиц меньше 0,01 мм составляет около 30%.

В Северном море известны только очень мелкие железистые ооиды в основном микроконкреционного характера.

В «ваттовых» (лагунных) фациях побережья ФРГ и Нидерландов описаны железистые образования по трубкам червей, а также другие железистые стяжения (в частности, вокруг обломков железных предметов, брошенных человеком на берегу моря; Van Straaten, 1957). У берегов Западной Шотландии, в заливе Лох-Файн (против устья р. Клайд), встречены местами многочисленные железо-марганцовистые конкреции на глубинах 3—30, реже — до 106 м, частично возникшие, возможно, в результате обогащения вод р. Клайд марганцовистыми соединениями — отбросами металлургических заводов Западной Шотландии. Размер их не больше 5 см в диаметре.

В Черном море, в узкой полосе шельфа у северного побережья, в зоне «модлового» ила, встречаются мелкие железисто-марганцовистые наросты и корки на раковинах, в некоторых случаях переходящие в настоящие конкреции с раковиной в ядре (см. рис. 28, 1—6).

Конкреции в Черном море резко отличаются от конкреций северных субарктических морей: 1) небольшим числом собственно конкреционных образований; 2) узостью географического ареала; 3) более высоким (в среднем) содержанием CaCO_3 (см. анализы табл. XXIII); 4) отсутствием почти всех основных текстурно-морфологических типов конкреций северных морей, в том числе крупных форм; 5) резким преобладанием морфологических типов, связанных с обрастающим раковин по их краям.

К субарктической зоне приурочено более 99% общего объема морских шельфовых железисто-марганцовистых конкреций. Остальная часть в основной массе приурочена к внутренним мелководным морям, включенным в территорию лесной зоны умеренного пояса суши, и лишь в одном внутреннем море (Черном) мы находим специфическую фазию этих конкре-

ций, приуроченную к зоне суши, неблагоприятной для образования окисно-железисто-марганцовистых конкреций.

Все эти моря являются платформенными, эпиконтинентальными (кроме Черного, которое, впрочем, геотектонически является разнородным, но в своей северной и северо-западной частях может также рассматриваться как эпиконтинентальное). В таких морях, как Охотское, конкреции этой группы не отмечены, хотя по своему географическому положению эти моря, по крайней мере частью, казалось бы, относятся к тем же зонам, что Белое и Балтийское моря. Это связано со сравнительно малым приносом в Охотское море речных вод таежной зоны. Однако в Японском море встречаются конкреции этой группы (Niino, 1931; Гершанович, 1954).

Внутри шельфовых холодных платформенных морей конкреции этой группы приурочены к определенным фациям так называемых коричневых илов (рис. 29, 30). Валовое содержание марганца и железа в этих илах нередко бывает несколько выше, чем в других илах (от 6,18 до 13,83% Fe_2O_3 и до 0,3% и более Mn, по разным авторам). Таким образом, конкреции возникают не за счет выщелачивания и перераспределения силикатного железа и марганца. В то же время нет прямой связи между валовым содержанием железа и марганца в илах и содержанием конкреций. Как видно из работ А. С. Пахомовой (1948), М. В. Кленовой (1948), М. В. Кленовой и А. С. Пахомовой (1940), Н. М. Страхова (1948в, 1950б, 1965), Мангейма (Manheim, 1961), валовое содержание марганца в некоторых илах Каспийского и Балтийского морей не меньше, а даже больше, чем в некоторых конкрецисодержащих илах. Однако железо-марганцовые конкреции в Каспийском море и в некоторых наиболее богатых марганцем илах Балтийского моря не образуются.

Конкреции залегают прямо на поверхности ила или в его самом верхнем слое. В целом характер их залегания, вероятно, аналогичен характеру залегания озерных конкреций, и образование их следует считать, с одной стороны, сингенетичным (поскольку они формируются до превращения осадков в породу и до погребения осадка новым типом осадка), а, с другой, — раннедиагенетическим.

Генезис мелководных морских железо-марганцовых конкреций до недавнего времени был почти так же неясен, как и генезис глубоководных. Однако в последнее время трудами советских океанологов в решении этого вопроса достигнуты значительные успехи. Установлено, что хотя бактерии играют, вероятно, активную роль в концентрации и осадке окислов железа и марганца, их конкреционная форма не является биоморфной и не связана с жизнедеятельностью каких-либо особых бактерий (Калиненко, 1949, 1950; Страхов, 1948).

Работами В. С. Буткевича, Т. И. Горшковой, М. В. Кленовой, М. М. Ермолаева, Н. М. Страхова установлено, что для образования этих конкреций необходимы следующие условия:

- 1) наличие иловых и наддонных вод, богатых O_2 ;
- 2) связанная с обилием в водах CO_2 бедность их бентосом;
- 3) содержание солей железа и марганца в иловом растворе и слабая насыщенность солями кальция;
- 4) колебания концентраций солей железа и марганца, а также значений pH и гН;
- 5) принос вод из болотисто-подзолистой лесной зоны суши;
- 6) достаточно холодный «климат морского дна» с известными колебаниями термического режима;
- 7) наличие взаимодействия в наддонных водных массах различного теплового и гидрохимического состава и режима;
- 8) наличие определенного типа подводного рельефа (Кленова, 1948);
- 9) определенная динамика окислительно-восстановительного потенциала внутри ила; восстановительные процессы в нижних слоях ила, миграция солей закисного марганца и железа в поверхностный слой с их окислением и выпадением (Буткевич, Ермолаев, Страхов) и переходом в необратимое состояние (Ермолаев, 1948);
- 10) отсутствие или замедленность седиментации обломочного материала.

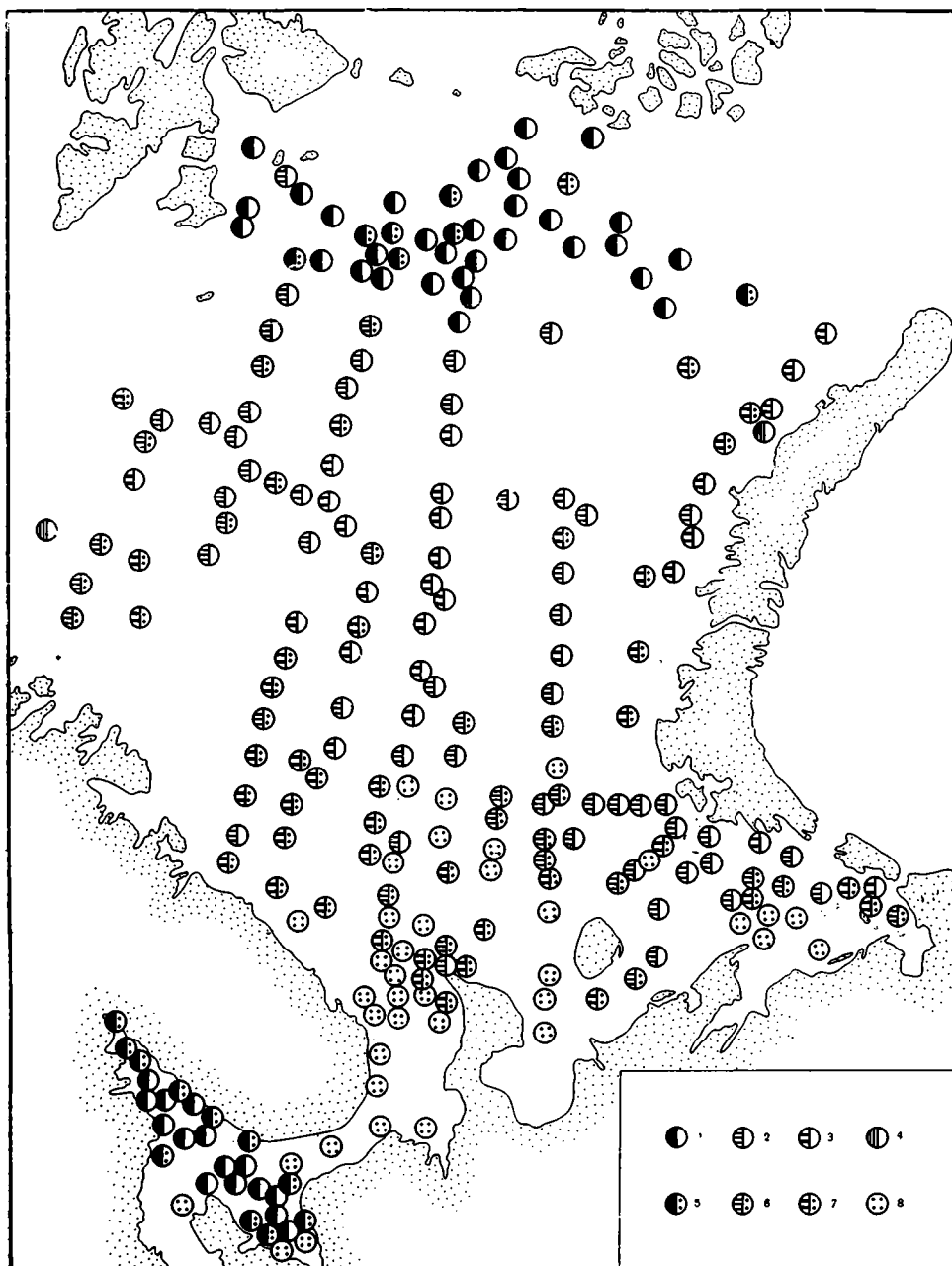


Рис. 29. Схематическая карта отбора проб из верхнего слоя осадков Баренцова и Белого морей (по Т. И. Горшковой, 1931)

1—7—илы: 1 — коричневый, 2 — желтоватый, 3 — зеленовато-серый, 4 — серый, 5 — песчаный коричневый, 6 — песчаный, 7 — песчаный зеленовато-серый; 8 — песок

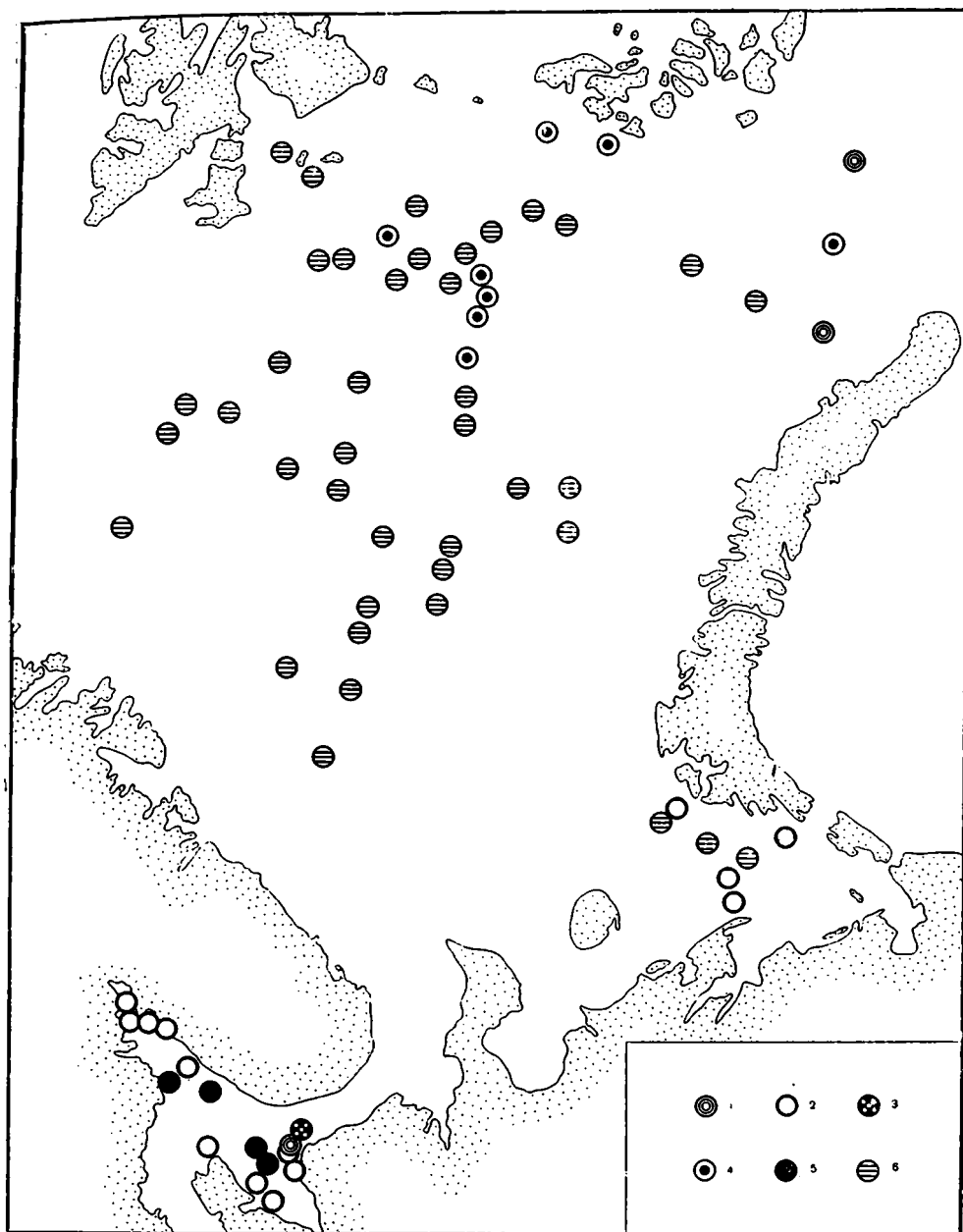


Рис. 30. Схематическая карта распространения железо-марганцевых конкреций выветренных камней в Баренцовом и Белом морях (по Т. И. Горшковой, 1931)

1 — типичные концентрически слоистые железо-марганцевые конкреции; 2 — железо-марганцевые отложения на камнях; 3 — песчано-железо-марганцевые конкреции; 4 — глинистые железо-марганцевые конкреции с горизонтальной слоистостью и ободками по краям; 5 — то же, без ободков по краям; 6 — выветрелые песчаные и глинистые обломки

Данные о мелководных конкрециях у западных берегов Шотландии (Лох-Файн) не противоречат этому комплексу условий. Конкреции приурочены здесь к системе подводных гряд, разделяющих полузамкнутые подводные бассейны. Седиментация обломочного материала на этих грядах почти не происходит, накопление биогенного материала очень невелико, поверхность гряд находится в зоне действия приливно-отливных течений, приносящих туда железо и марганецсодержащий материал и создающих взаимодействие вод различного состава и температуры. Конкреции приурочены главным образом к склонам этих гряд и внутри них — к мелким впадинам микрорельефа, что защищает, видимо, зародыши конкреций от смывающего действия течения и способствует некоторому накоплению солей закисного марганца и железа в более глубоком слое илового раствора.

Скорость роста мелководных конкреций достигает $0,2 \text{ мм/год}$ (по Курбатову и др.) и от 1,3 до 14,7 мм в 1000 лет (по Ефимовой, с оговоркой о неточности метода). Образование конкреций диаметром в несколько сантиметров требует нескольких тысячелетий (Курбатов и Егоров, 1936; Курбатов, 1940; Ефимова, 1964)²⁶. Поскольку рост идет только в самом верхнем слое ила или на его поверхности, то формирование макроскопических конкреций может идти лишь при очень медленной седиментации обломочного материала или в условиях ее отсутствия, а также при достаточной устойчивости типа рельефа и «климата морского дна». По данным Ермолаева и Курбатова, скорость роста конкреций во много раз больше скорости отложения вмещающего ила.

Несмотря на то, что субарктические моря омывают непосредственно зону тундры, генетически конкрециеобразование в этих морях связано не только с зональными условиями тундры, но и с условиями тайги; реки Сибири и Севера европейской части страны, протекающие по подзолисто-болотно-таежной зоне, несут в эти моря воды, обогащенные соединениями железа и марганца, а также кислым органическим веществом, которое может переноситься в моря на далекие расстояния (Скопинцев, 1947), особенно в условиях холодных морей.

В общем совокупность установленных предпосылок образования мелководных морских окисно-железисто-марганцовистых конкреций и данных об их географическом распространении соответствует зональному комплексу условий определенной современной ландшафтной зоны мелководных морей. Предположение о существовании ландшафтных зон морского дна было высказано еще В. В. Докучаевым (1896), а позднее — Л. С. Бергом (1945а). Затем были сделаны попытки выделения и описания отдельных конкретных ландшафтных зон морей (Кленова, 1948; Македонов, 1950). Зона шельфовых морей, в которой образуется эта группа конкреций, генетически связана с таежной подзоной зоны лесов умеренного пояса и отчасти с зоной тундр. Однако расположена она несколько севернее и может быть названа зоной бореальных морей.

В геотектоническом отношении наиболее благоприятные условия образования этих конкреций соответствуют платформам, но они образуются и в современных «краевых прогибах» (Японское море).

Наблюдается некоторое сходство условий образования всех мелководных и мелководных морских железо-марганцовистых конкреций, а также ряд закономерных отличий в их составе и морфологии. Морские железо-марганцовистые конкреции обеих описанных групп являются индикаторами определенных горизонтальных и вертикальных зон Мирового океана.

²⁶ По Е. И. Ефимовой (1964, стр. 18), продолжительность роста отдельных конкреций в Рижском и Финском заливах, Баренцовом и Карском морях колеблется от 540 до 4000 лет, т. е. в десятки, сотни и тысячи раз меньше, чем продолжительность роста абиссальных конкреций.

Общее замечание о географических закономерностях распространения окисно-железистых и железисто-марганцовистых конкреций в современных морях и на континентах

Все описанные группы конкреций во многом сходны между собой (например, озерные и мелководно-морские и т. д.), но в то же время имеют и закономерные отличия, которые соответствуют сходству и различию соответствующих ландшафтно-климатических горизонтальных и вертикальных зон.

Зоны ортштейнов, озерных конкреций и морских мелководных конкреций пространственно и генетически тесно связаны. Однако подобной сопряженности между составом конкреций тропических гумидных зон суши и составом морских шельфовых конкреций в морях, омывающих сушу этих зон, не существует. Марганец концентрируется интенсивнее в морских конкрециях, чем в континентальных, а среди морских относительно концентрируется в более глубоководных формах; минимальное содержание — в болотных конкрециях. Ванадий, мышьяк, кобальт относительно еще более отчетливо концентрируются в морских конкрециях. Максимальная примесь магния приурочена к морским конкрециям (и, возможно, к некоторым озерным тропического пояса); минимальная — к болотным рудам умеренного пояса.

Площадь, на которой образуются современные железистые и марганцовистые конкреции, судя по территории генетически связанных с ними ландшафтов, очень велика (см. рис. 1).

Наряду с общностью основного комплекса признаков, отвечающих очень крупным современным горизонтальным и вертикальным географическим зонам, ряд признаков конкреций отражает и более мелкие фациальные особенности. Поэтому различные конкреции являются как бы индикаторами не только очень крупных географических отличий (морских и континентальных, озерных, болотных и почвенных, с одной стороны; отличий почвенных и других конкреций в различных ландшафтно-климатических зонах, — с другой, и т. д.), но и сравнительно мелких (например, различия в несколько метров глубины в озерных фациях).

ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ И ЖЕЛЕЗИСТО-ГЛИНОЗЕМИСТЫЕ КОНКРЕЦИИ

Данные о современных конкрециях этого состава имеются в различных работах о латеритовых бокситах, а также в работах о латеритных почвах и близких к ним почвах субтропиков.

Назовем, в частности, сводку Г. И. Бушинского (1946а), а также работы А. Д. Архангельского (1937), К. Д. Глинки (1903), И. А. Денисова (1961а), Д. В. Наливкина (1955), А. Острякова (1922), П. Фагелера (1935), В. М. Фридланда (1961б, в), З. Ю. Шокальной (1946), Bennett (1927), Fox (1932), Freise (1934), Harrassowitz (1926, 1930), Mohr van Baren (1954), Scrivenor (1930), Walter (1915) и др.

Конкреции представляют собой, главным образом, пизолиты до 1—3 см в диаметре (иногда даже более). Химический состав их приведен в табл. XIV.

Глинозем в этих конкрециях представлен в основном гидраргиллитом или коллоидным веществом. Кроме того, в составе конкрециеобразователя почти всегда присутствуют свободные гидроокислы и окислы железа в разных количествах и значительная примесь остаточного SiO_2 , TiO_2 . Постепенные переходы связывают конкреции этой группы с конкреционными латеритными железняками (см. табл. XIV). Кроме собственно конкреций, широко распространены (в латеритных почвах) остаточные накопления глинозема, а также различные жильные формы секреторного типа, которые в литературе часто не отделяются от настоящих конкреций. Собственно конкреции образуют крупные линзовидные скопления (обычно близ-

ко к поверхности залежи) мощностью до 5—6 м и более. Очень характерны «червеобразные» и «трубчатые» полостные текстуры, как и у латеритных железняков (см. рис. 9, 10, 11).

Все известные современные бокситовые конкреции приурочены к тропическим (и гораздо реже — субтропическим) гумидным зонам суши. В общих чертах их географическое распространение совпадает с распространением латеритных железняков (см. рис. 2, 3), но более глиноземистые конкреции связаны с латеритообразованием на бедных железом материнских породах, в частности, на гранитах и аргиллитах. Образование же латеритных железняков происходит на богатых железом материнских породах (например, основных изверженных породах).

В количественном отношении собственно глиноземистых конкреций наблюдается гораздо меньше, чем латеритных железняков, несмотря на то, что валовое содержание алюминия в материнских породах преобладает над содержанием железа даже в относительно богатом железом субстрате.

Генезис латеритных глиноземистых конкреций еще неясен, так как господствовавшая до недавнего времени теория образования их путем восходящих движений золь глинозема по почвенным капиллярам не выдерживает серьезной критики и не может объяснить конкреционную форму накоплений глинозема. Можно предположить, что при латеритообразовании происходит также образование молекулярно растворимых подвижных соединений алюминия.

Несомненна связь образования этих конкреций с зональным комплексом условий выветривания и почвообразования зон тропических влажных саванн и переменного влажных лесов. Некоторые разновидности или близкие к этой группе железисто-глинисто-глиноземистые конкреции могут встречаться в переменном влажном климате при годовых осадках даже 3000 (?) мм [«талпетат» латеритных почв Центральной Америки (по Degeer, 1940)]. Они связаны главным образом с вулканическими породами. Возможно, к этой же группе относятся «Zachte Padas» Индонезии.

Таким образом, глиноземистые конкреции на суше связаны с еще более узким комплексом географических условий, чем железистые, и это обстоятельство уже давно используется для разных палеогеографических реконструкций.

В современную геологическую эпоху совершенно не наблюдалось образование морских бокситовых конкреций. В озерах зоны влажных саванн в Бразилии установлен случай образования осадков глинозема со значительным содержанием P_2O_5 . В мелких озерах около упомянутой выше соленой лагуны — «озера» Арауама в Бразилии отмечено накопление гелей SiO_2 , Al_2O_3 и Fe_2O_3 (Freise, 1934). Неизвестно, имеют ли они конкреционные формы. В илах вулканических озер Явы отмечены микроагрегаты новообразований алуниита и диаспора, сцементированных опалом (Leinz, 1933). Озерные бокситовые конкреции широко распространены в ископаемых осадках (Архангельский, 1937; Наливкин, 1955).

Таким образом, современные глиноземистые конкреции являются почти исключительно почвенно-элювиальными образованиями зоны латеритных почв и железняков.

КРЕМНЕЗЕМИСТЫЕ КОНКРЕЦИИ

Секреционные (натёки, гнезда, жилки) и остаточные новообразования кремнезема очень широко распространены в разнообразных типах современной коры выветривания (Гинзбург, 1946). Минералогически они представлены опалом, халцедоном и кварцем. Микроконкреции кремнезема встречаются в различных ландшафтах, в частности, в подзолистых почвах. Собственно конкреции кремнеза в современную геологическую эпоху ред-

ки. Однако широко распространены различные кремнистые «корки», связанные различными переходами с собственно конкрециями.

Кремнеземистые конкреции и корки конкреционного происхождения представлены, по-видимому, исключительно опалом, иногда в различных степенях дегидратации и перекристаллизации (халцедоновые корки); часто присутствуют примеси других гидроокислов, а также карбоната и сульфата кальция.

Мощность корок иногда достигает 1—2 м, составляя обычно не больше нескольких сантиметров.

Из литературы, посвященной этому вопросу, отметим прежде всего работы А. Е. Ферсмана (1922, 1924, 1926), в которых устанавливаются географические закономерности современных кремнистых образований, а также работы А. Е. Ферсмана и Н. И. Влодавца (1926), А. Д. Архангельского (1915), Н. И. Влодавца (1926), М. А. Глазовской (1953), В. В. Добровольского (1961б, 1962б, 1964), Д. А. Драпичкина (1915), В. А. Ковды (1940, 1946а), С. С. Неуструева (1931), В. П. Потемкина (1950), З. Ю. Школьниковой (1948), Blanck. (1930а), Caillieux (1948), Freise (1937, 1938), Jimbo (1905), Mortenson (1930), Wetzel (1928) и др.

Кремневые корки довольно широко распространены в тропических и частично субтропических пустынях и полупустынях северного и особенно южного полушария (Намиб, Калахари и Сахара).

Содержание аморфного аутигенного кремнезема достигает в пустынных корках Австралии и Африки иногда 40% и более (Ковда, 1940).

Наиболее ярко выражено образование кремневых корок в пересыхающих соленых озерах и солончаках Калахари, описанных Пассарге и Кальковским (Ковда, 1940). Здесь образуется так называемый мягкий зальцпелит с примесью песка. Он пропитан хлоридами, есть сульфат магния, включения конкреционные?) халцедона и опала; отмытый от легкорастворимых солей зальцпелит представляет собой сложный гидросиликат натрия, магния, алюминия; химический анализ со дна озера показал почти 53% SiO_2 . С поверхности мягкий зальцпелит покрыт твердой коркой толщиной 4—5 см, содержащей (в том же озере) 92,61% SiO_2 (Ковда, 1940).

В пустынях умеренного пояса, например, в пустынях Средней Азии, кремневые корки и конкреции в современных условиях, как правило, не образуются (Неуструев, 1931), если не считать тонких налетов и корочек (Ковда, 1940; Розанов, 1951 и др.). Но иногда в узко локальных, специфических условиях могут формироваться такие образования, как знаменитые кремневые корки в серных буграх Каракум, изученные советскими исследователями (Ферсман, 1926; Ферсман и Влодавец, 1926).

В Австралии образование кремневых корок (и конкреций?) идет или происходило на протяжении четвертичного периода на огромной территории протяженностью 1000—2500 км, причем их распространение отчетливо совпадает с областью, где годовые атмосферные осадки не превышают 350—400 мм/год.

Основная масса этих корок образовалась во всех этих пустынях, по-видимому, в субсовременное плейстоценовое время, в условиях также полупустынных, но несколько более влажных, чем современные. Однако процесс образования корок и неравномерной кремневой цементации в некоторых районах осуществляется и сейчас (но не в Средней Азии, как считал Ферсман, а в Африке, Австралии). Кайзер (Kaiser) считал его типичным для «нормальных — аридных» областей.

В среднеазиатских полупустынях умеренного пояса в почвенном профиле солончаковых полупустынных почв идет также образование кремнисто-известковых и, по-видимому, кремнисто-гипсовых (с преобладанием кальцита и гипса над кремнеземом) конкреций (Ковда, 1939б, 1940, 1946а и др.). Кроме того, в солончаках и солонцах имеет место замещение гипсовых и известковистых корок кремнеземом.

Разрез с корками и конкрециями в серных буграх Каракум показывает, что собственно кремневые конкреции относятся к нижнечетвертичному времени или даже плиоцену.

За пределами пустынь и полупустынь сколько-нибудь значительных кремневых корок и стяжений в почвенном профиле и профиле нормальной коры выветривания не образуется. Отдельные локальные кремневые инкрустации и выделения встречаются, как указано выше, в различных профилях коры выветривания, особенно — изверженных пород, но они не имеют широкого распространения по площади и морфологически резко отличны от пустынных корок. Особый тип тонких 1—3-миллиметровых кремневых корок характеризует некоторые почвы мангровых болот (Frei-

se, 1937) переменного влажного и семиаридного тропического климата (Бразилия). Корки образуются в сухие и жаркие сезоны.

Как показал А. Е. Ферсман (в общих чертах правильно, хотя и не совсем правильно в отношении пустынь Средней Азии), образование кремневых корок и конкреций в коре выветривания и почвах есть одна из зональных форм литогенеза полупустынь тропического и отчасти субтропического пояса ²⁷.

С другой стороны, образование кремневых корок невозможно в собственно пустынях. Необходимы ливни (хотя бы эпизодические) или движение грунтовых вод в верхних горизонтах почвенного профиля. Вероятно, необходимо также некоторое количество гумуса, облегчающего местные миграции и концентрации кремнезема — в форме золь или истинных и коллоидных растворов щелочных силикатов. Обязательным условием является присутствие иона натрия, а также щелочность почвы (Ковда, 1940).

Ветцель (Wetzel, 1928) сравнивает образование черных, богатых органическим веществом кремнистых «шлиров» в долине р. Лоа (Северное Чили), происходившее в менее сухое четвертичное время, с образованием морских битуминозных кремневых конкреций.

По данным В. А. Ковды и С. В. Быстрова, переход кремнезема силикатов в раствор значительно повышается при появлении обменного натрия на поверхностях частиц, особенно в присутствии углекислоты. В засоленных почвах, при получении достаточного количества влаги и углекислоты, возможны образование подвижных щелочных силикатов (например, Na_2SiO_3) и их миграция в почвенном профиле с последующим гидролизом и отделением SiO_2 в условиях засушливого климата. Эта миграция не выходит за пределы почвенного профиля, и поэтому может происходить концентрация кремнезема в форме секретий, конкреций и даже кремневых корок.

Присутствие в почве кальция в форме карбоната и сульфата способствует широкому развитию процессов окремнения известковых и гипсовых корок и конкреций по схеме, предложенной В. А. Ковдой (1940). Например, $\text{CaSO}_4 + \text{Na}_2\text{SiO}_3 = \text{CaSiO}_3 + \text{Na}_2\text{SO}_4$; $\text{CaSiO}_3 + 2\text{H}_2\text{CO}_3 = \text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O} + \text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

При этом в опытах Ковды, часть SiO_3 -ионов всегда остается в растворе и может мигрировать дальше.

Эта теория указывает на связь, существующую между образованием кремнеземистых корок и солончаковым и солонцовым процессом. И, действительно, значительные накопления кремнезема в почвах в форме корок и конкреций, по-видимому, связаны с солончаками и солонцами.

Обогащение почвы ионами натрия, с одной стороны, и интенсивная испаряемость грунтового раствора, с другой, а также насыщенность почвы солями кальция являются следствием зональных условий полупустынь, и в этом отношении образование кремневых корок и конкреций можно считать процессом зональным. В то же время внутри этой зоны оно приурочено в основном к солончакам и солонцам, т. е. происходит интразонально.

Кремневые корки, связанные с восходящими движениями щелочных растворов, могут возникать только в зоне полупустынь (и, может быть, также сухих саванн?). Массовое развитие кремневых конкреций тоже возможно лишь в этой зоне. Однако отдельные группы кремневых конкреций могут формироваться и в иных зонах с жарким климатом и наличием резко выраженных сухих и влажных сезонов.

²⁷ По-видимому, широко распространено также окремнение некоторых участков почвенного профиля сухих саванн, например, в Северо-Восточной Бразилии (Freise, 1937) в области с суммой годовых осадков 400—600 мм и ксерофитными лесами и кустарниками.

Помимо аридных зон, довольно редкие кремневые стяжения отмечены также в почвенных профилях некоторых латеритов и красно-бурых почв влажных саванн [например, на Мадагаскаре, в некоторых почвах Бразилии, в Индии (Фох, 1932) и т. д.]. Они морфологически и, вероятно, по составу отличаются от кремневых корок полупустынь (например, своеобразные губчатые и ячеистые текстуры почвенных кремнеземистых образований в Бразилии, опаловые жёлоды в латеритах).

По Бассетту (Bassett, 1954), широко распространено поверхностное окремнение пород в Танганьике в условиях типичной влажковой саванны и саванных лесов (860—900 мм годовых атмосферных осадков; сухой сезон — 4 месяца). Наиболее интенсивное окремнение здесь связано с районами выхода ультраосновных и основных пород, которые легче всего разлагаются с выделением свободного кремнезема; в дождливые сезоны происходит выщелачивание и мобилизация кремнезема, в сухие — его выпадение в форме корок и иногда стяжений (конкреций?) опала «яшмоподобного вещества». Максимальное окремнение приурочено к нижним частям и основаниям пологих склонов.

Кайе (Cailleux, 1948) описаны массовые (иногда десятки на 1 dm^2) «кварцевые» конкреции в почвах и корах выветривания «известковистых стран» юга Франции, а также Ливана. Конкреции залегают на разных глубинах, часто в самом верхнем слое почв и континентальных осадков — до глубины 10—20 см. Они представляют собой, по-видимому, верхнетретичные и нижнечетвертичные (дошелевские) образования и являются реликтами почвообразовательного процесса в более сухих и теплых условиях. Диаметр типичных конкреций на юге Франции (Шарант) колеблется от миллиметров до 5—10 см. Конкреции большей частью субсферические, почти изометрические, слабо уплощенные («коэффициент уплощения» 1,05—1,7, в среднем 1,2). Поверхность их очень неправильная, «бородавчатая», типа «цветной капусты». «Бугорки имеют концентрические венчики нарастания». Есть сходство со шляпкой шампиньона *Morchella*, отсюда местное название *molille*. Цвет белый или розоватый (небольшие примеси окислов железа). В шлифах присутствует «радиально-лучистый кварц» с расстоянием центров 3—6 мм, с беспорядочными включениями материнской породы — большей частью известняков.

Данные химического анализа одного образца указывают на присутствие в конкрециях 93,17% кварца, 2,44% «растворимого кремнезема», 0,64% «глины», 0,30% полуторных окислов, следы окисей кальция и магния, 2,80% — потери при прокаливании.

В почвах степной зоны собственно кремневые конкреции не образуются, но интразонально в солончаках и солончаках наблюдается частичное или даже иногда полное вторичное окремнение известковых конкреций.

Такие случаи наблюдались даже в солончаках лесостепи Куйбышевской области и тем более в солончаках и солончаках степной зоны (Ковда, 1940). Вместе с замещенными известковыми конкрециями в карбонатных горизонтах почв образуются иногда и самостоятельные выделения кремнезема, например, «сосульки» и «древовидные включения» халцедона и кварца в солончаках той же Куйбышевской области, а также в песках Ставропольщины. В. А. Ковда считает, что «большинство карбонатных конкреций в почвах той или иной степени окремнены. При этом конкреции из областей более аридных оказываются более богатыми вторичным кремнеземом». Конечно, можно спорить с В. А. Ковдой в отношении «большинства» известковистых конкреций. В частности, большинство известковистых конкреций в черноземах и даже каштановых почвах заметных признаков окремнения не имеет. А. И. Перельман (1951) оспаривает даже наличие окремнения в известковых конкрециях полупустынь. Но можно согласиться с В. А. Ковдой в том, что количество примеси кремнезема в известковистых конкрециях находится в прямой зависимости от степени аридности климата.

Однако микроконкреции и корочки кремнезема (до 1—2 мм в диаметре), главным образом опал и «кристаллы вторичного кварца», образуются в различных почвах, в том числе и в подзолистых (Ковда и др., 1958; Прасолов, 1940; Парфенова, 1947, 1949, 1956; Riquier, 1961 и др.). Коричневато-бурые корочки изотропного кремнезема толщиной 0,5—1,0 мм, с отдельными натеками до 2—3 мм были недавно описаны Б. А. Зимовцом (1963) в бурых и лесных почвах Приамурья на глубине 50—70 см при pH почвенного раствора 4,2—5,2. Состав корочек по сравнению с составом вмещающей породы указывает на очень незначительную концентрацию кремнезема и на превращение его в аморфную водную форму.

Рикье (Riquier, 1961) описал обильные микроновообразования кремнезема, почти целиком слагающие горизонт A_2 оподзоленных горных, горно-лесных (высота 1500—2000 м) почв в условиях переменного влажного климата, со среднегодовой температурой +10, +15° С, при сумме атмосферных осадков 1500—2000 мм и существовании пяти-шестимесячного сухого сезона. Микроновообразования состоят из палочек, уг-

ловатых частиц и микродисков опала. В горизонтах В₁, А₂ и В₂ отмечены железистые конкреции.

Опаловые сферолиты, по Рикье, многочисленны в «ферралитовых почвах тропиков», но неустойчивы и быстро растворяются. Примеры фитоцитов опала в различных растениях и почвах показаны в работе Рикье (Riquier, 1961).

Образование кремнистых конкреций в современных озерах, по имеющимся пока данным, не происходит (за исключением опаловых оолитов в горячих источниках и озерах). Нигде не отмечено также образование современных морских кремнистых конкреций. Это обстоятельство требует специального анализа. Опаловые оолиты и сферолиты до 5 мм в диаметре описаны в горячих вулканических озерах Японии (Jimbo, 1905), о-ва Суматры и некоторых других поствулканических гидротермах. Желваки кремния и опала в нижнечетвертичных (?) диатомовых илах поствулканических озер Армении отмечены Ю. К. Горецким (1945).

В упомянутой ранее работе Н. Bassett (1954) отмечаются примеси аморфного кремнезема в поверхностных молодых озерных известняках и даже прослой и желваки опала в четвертичных озерных осадках Танганьики.

КОНКРЕЦИИ ЛЬДА

В многочисленных работах описаны линзы льда, приуроченные к современным субарктическим и арктическим зонам, а также к областям таежной зоны, где широко развита вечная мерзлота: на севере Восточной Европы, в Сибири (особенно Восточной), на Аляске. Имеется обширная литература и о генезисе этих линз.

Из отдельных работ назовем исследования А. И. Боженовой (1947); П. С. Вадило (1951); М. Н. Гольдштейн (1946); В. А. Зубакова (1951); С. П. Качурина (1936); В. Н. Конищева (1959); Ю. А. Ливеровского (1934); М. Н. Сумгина и др. (1940); Д. М. Шемякина и П. Ф. Михалева (1938) и др. Можно отметить также ряд интересных наблюдений Д. В. Редозубова (устные сообщения), а из иностранных работ — исследования Табера (Taber, 1929, 1930).

Линзы льда в указанных районах широко распространены и создают иногда типичные формы микро- и даже мезорельефа («булгуньяхи»). Наиболее крупные «ледяные лаколлиты» достигают 8 м мощности (Сумгин и др., 1940).

Линзы льда морфологически очень разнообразны. В песках, гравии и неотсортированных грунтах обычно преобладают неправильные формы — клиновидные, жилородобные, «дайкоподобные», часто связанные с трещинами морозного выветривания. Кроме того, встречаются различные неправильной формы гнезда и одиночные кристаллы.

В супесях, суглинках и глинах отмечены линзы, обычно более мелкие и более правильной формы, чем линзы в песках и гравии, залегающие горизонтальными цепочками и образующие даже иногда ритмически повторяющиеся горизонты [Шемякин и Михалев, 1938; Редозубов (устное сообщение) и др.] В торфяниках и тонкозернистых грунтах возникают иногда морфологически довольно правильные и в то же время очень крупные формы.

Происхождение ледяных линз разнообразно. Очень крупные линзы и пласты льда могут быть реликтами древних льдов и имеют нормально осадочное происхождение (Григорьев, 1946б и др.). Однако имеет место и диагенетическое их образование. Диагенетические линзы льда, которые образуются в супесях, суглинках и торфяниках, являются своеобразными конкрециями льда.

В статье В. А. Зубакова (1951) предлагается классификация ископаемых льдов и, в частности, выделяются конкреционные льды, образовавшиеся в пустотах грунта. Диагенетические льды бугров пучения и торфяных вод, которые Зубаков рассматривает как самостоятельные неконкреционного характера льды, по нашему мнению, могут расцениваться также как особые ледовые конкреционные линзы.

Из наблюдений А. И. Боженовой, М. Н. Гольдштейна, М. И. Сумгина, С. П. Качурина, Д. В. Редозубова и Тэбера следует, что ледовые линзы образовались путем стяжения и кристаллизации капиллярной и пленочной воды вокруг центров замерзания. Механизм роста этих линз льда во многом напоминает механизм роста обычных диффузионных конкреций.

Условиями образования ледовых конкреций являются среднегодовые отрицательные температуры, наличие вечномерзлого слоя при существовании сезонного оттаивания «деятельного слоя», а также сезонного избыточного увлажнения. Кроме этого, необходимы еще дополнительные факторы, особенно для образования более крупных и морфологически правильных форм: 1) слаборасчлененный полого-волнистый рельеф; 2) наличие торфяного слоя, действующего как термоизолятор в теплый период; 3) тонкозернистые грунты со значительным развитием коллоидной фракции и в то же время несколько водопроницаемые.

Последние два условия являются очень благоприятными, но не всегда обязательными.

С конкрециеобразующими процессами во льдах связаны новообразования так называемого криоконита, которые, по-видимому, можно рассматривать как лдяно-глинистые конкреции в «пластовых» льдах. Они известны среди вечных льдов собственно арктической зоны Гренландии и Шпицбергена (Meinardus, 1930). Их можно рассматривать и как цеконкреционные включения.

ОБЩЕЕ ЗАМЕЧАНИЕ О РАСПРОСТРАНЕНИИ КОНКРЕЦИЙ ГИДРООКИСЛОВ И ОКИСЛОВ

Как видно из предыдущего, основную роль среди современных конкреций играют конкреции гидроокислов железа, которые часто ассоциируют с гидроокислами марганца. Географическое распространение конкреций гидроокислов алюминия является более ограниченным и аналогично географическому распространению только одной из групп окисно-железных конкреций, с которой эти конкреции связаны постоянными переходами. Переходные разности между окисно-марганцовистыми и окисно-глиноземистыми разностями неизвестны. Конкреции с преобладанием кремнезема имеют ограниченное и совершенно иное распространение, чем конкреции других окислов.

Гидроокислы в конкрециях резко преобладают над безводными окислами, которые играют существенную роль в конкрециеобразовании только в континентальных фациях тропического пояса.

Окислы металлов переменной валентности представлены почти исключительно высшими валентностями.

СИДЕРИТОВЫЕ, БЕММЕЛЕНИТОВЫЕ И РОДОХРОЗИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ

Почти все современные континентальные беммеленитовые и сидеритовые конкреции приурочены к торфяникам и залегают или непосредственно в торфе, или в его минеральной почве.

Наиболее крупные из этих образований представлены главным образом беммеленитом (водным коллоидальным карбонатом железа), который в процессе диагенеза обезвоживается, раскристаллизовывается и превращается в сидерит.

Болотным сидеритам и беммеленитам посвящена довольно большая литература. Так, отметим работы А. Д. Архангельского и Е. Д. Копченовой (1935); Г. И. Бушинского (1946б) — очень детальное исследование, включающее и обзор литературы; Н. М. Страхова (1947а, 1950а, 1960); Г. Шрейберг (1918); Bemmelen (1900); Bülow (1949); Kivimäen (1936); Krusch (1922а, 1922б, 1932); Senft (1862) и др.

Основным типом этих сидеритов являются так называемые «белые железные руды», «творожистой» или «сметанистой» (Бушинский, 1946б; Krusch, 1922a, 1922b), иногда «мыльной» консистенции (Kivinen, 1936; Бушинский, 1946б). Содержание FeO колеблется от 12 до 70%, Fe₂O₃ — от 0,74 до 10,67%, CaO — от 0,07 до 8%, CaCO₃ — от 0,13 до (редко) 7—8%, P₂O₅ — от 0,01 до 20% и более, MgO — от следов (?) до 0,8%, MnCO₃ — 0,5% (от следов до 4,0% и более); органического вещества — от 4 до 9% и более.

По сравнению с первично-окисно-железистыми болотными рудами болотные сидериты содержат меньше силикатного материала, несколько больше кальция, обычно (но не всегда) меньше марганца.

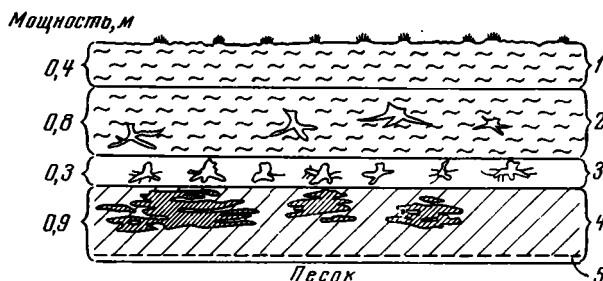


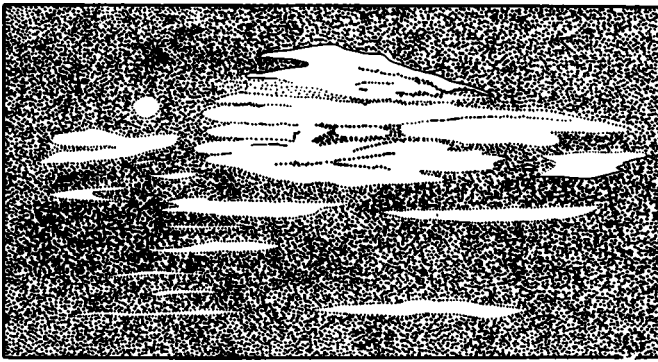
Рис. 31. Вертикальный разрез торфяника Эммер-Компаскум (Нидерланды) с гнездами (линзами) болотного сидерита в нижнем слое (по Bemmelen'у, 1900)

1 — слой живого сфагнума; 2 — слой сфагнового торфа; 3 — пограничный горизонт с пнями и корнями деревьев; 4 — слой низинного торфа с гнездами сидерита; 5 — уровень воды

С поверхности железистый карбонат более или менее окислен, иногда целиком превращен в эпигенетический бурый железняк. Обычно (в болотах Белоруссии, по Г. И. Бушинскому, даже «всегда») железистому карбонату сопутствуют примеси, включения и линзы вивианита и пицита. Из зарисовок Bemmelena и Бушинского видно (см. рис. 31—34), что вивианит часто преобладает над сидеритом, а иногда сидерит внутри вивианита образует линзы или самостоятельный ряд линз в непосредственной близости от линз вивианита. Органическое вещество присутствует в форме торфа и растительных остатков в разнообразных количествах. Изредка на нижней границе линз сидерита или вивианита образуются тонкие прослой, линзочки светло-коричневого родохрозита. Иногда они сопровождаются зелеными глинами, вероятно, лептохлоритового состава (Бушинский, 1946б). В одном случае (болото Лава в Белоруссии) отмечена небольшая примесь (меньше 2%) свободного глинозема. Содержание обломочного материала в сидеритах внутри торфяника ничтожно.

Морфологически болотные сидериты представляют собой неправильные линзы (реже «штоки»), иногда сливающиеся полупластовые массы мощностью до 2—2,5 м (обычно не больше десятков сантиметров), а площадь — до нескольких сотен квадратных метров (рис. 31—34).

В плане линзы имеют субовальную форму, иногда с лопастями (сростки линз), иногда (наиболее крупные разности) — колбасовидную (Бушинский, 1946б). Эти линзы мало похожи на обычные конкреции, но являются конкреционными, а не седиментационными образованиями, поскольку 1) они возникли путем стяжения и концентрации закисного железа, рассеянного в торфяных водах; 2) их форма не зависит или мало зависит от формы подстилающего субстрата; 3) они сопровождаются более мелкими и правильными караваеобразными и линзовидными формами явно конкреционного характера. Реже в тех же болотных фациях и в минеральной



0 40 80 120 см



Рис. 32. Схема залегания гнезд (линз) сидерита (по Веммелен'у, 1900) в торфянике Эммер-Компаскуум (Нидерланды)

1—вертикальный разрез (сидерит — светлые участки рисунка, торф — темные точки);
2 — горизонтальный разрез

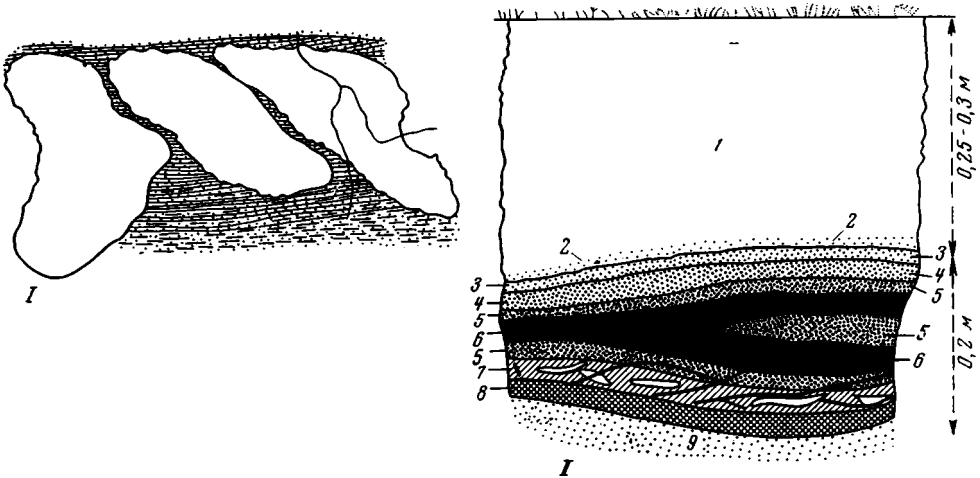


Рис. 33. Схема залегания конкреционной железной (сидеритовой) руды в луговом болоте близ Эде (Нидерланды; по Веммелен'у, 1900)

I — лепешкообразные конкреции песчаного дернового сидерита; II — вертикальный разрез болота с «блоком» песчаного сидерита; 1 — (мощность 0,24—0,3 м) болотистый дерн; 2 — тонкий слой песка; 3 — (мощность 0,01 м) железястый рыхлый песок; 4 — (мощность 0,02 м) железястый, но несколько сцементированный песок; 5, 6, 7 — (мощность 0,15 м) камнеподобный «блок» песчаного сидерита с примесью других карбонатов и окислов железа, с прослойками различной цементированности, твердости и цвета (5 и 7 — менее твердые «слои», 6 — наиболее твердый, зеленовато-серый, песчаный сидерит); 8 — менее сцементированный слой, с большим количеством гумуса; 9 — белый песок с серыми участками, в которых содержатся включения сидерита

почве болот и в близких к ним аллювиальных песках и глинах распространены собственно конкреции сидерита, глинистого или песчанистого²⁸. Структура линз «белых сидеритов» — сферолитовая (Бушинский, 1946б), или пелитоморфная, с рассеянными кристалликами сидерита.

Линзы болотного сидерита приурочены исключительно к низинным торфяникам. Они заполняют «водные подушки», заключенные обычно в средней части этих торфяников. В пределах торфяника линзы приурочены часто к определенному уровню; если в основании торфяника имеется слой или линза болотной извести, то сидеритовая линза всегда расположена выше нее (Бушинский, 1946б); pH торфяных вод, залегающих

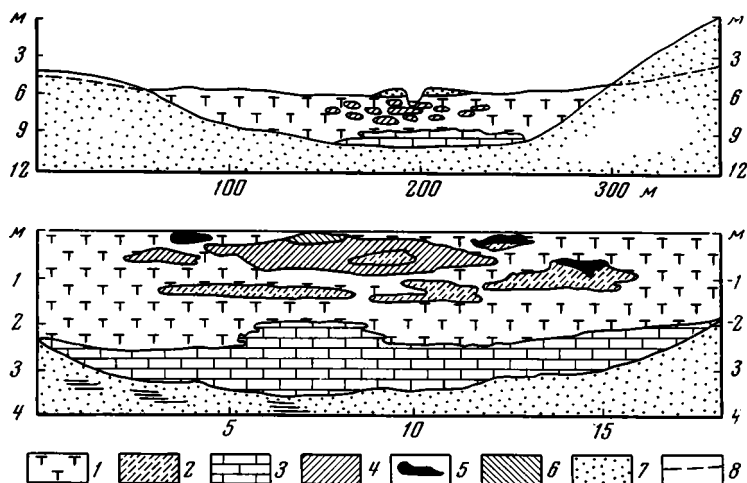


Рис. 34. Геологические разрезы болотной залежи сидерита и вивианита (по Г. И. Бушинскому, 1952)

1 — торф; 2 — сидерит; 3 — болотная известь или мергель; 4 — вивианит; 5 — бурый железняк; 6 — пирит; 7 — песок и супесь; 8 — уровень грунтовых вод

ниже и выше сидеритовой линзы, несколько различен (в почве сидеритов среда более щелочная).

Иногда ниже линзы сидерита в наиболее глубоких впадинах дна болота залегают вивианит, а выше сидеритовой линзы и в зоне выклинивания болота — окисно-железистая руда (Bülow, 1949).

Сидерит осаждается из грунтовых болотных вод, богатых солями железа и углекислотой, при pH между 7,2 и 7,6 (Бушинский, 1946б). Железо мигрирует, по-видимому, в форме органических соединений, например, растворимых солей фульвокислот (Антипов-Каратаев, 1937 и др.) и частично бикарбонатов (Vermelen, 1900), и выпадает в форме карбоната при контакте с более щелочными водами в некоторых участках низинных торфяников или при потере CO₂ в «водных подушках». В большинстве современных торфяников концентрации углекислоты недостаточно высоки, окислительно-восстановительный потенциал фацни торфяных вод, наиболее богатых углекислотой, слишком высок, чтобы накопление сидеритов шло в значительных масштабах. Кроме того, относительная обогащенность современных торфяных и грунтовых вод солями фосфора (см., например, анализы Бушинского, 1952) приводит к концентрации основной массы за-

²⁸ По составу песчанистые сидериты в минеральных луговых и болотных почвах (Беммелен, 1900) отличаются высоким содержанием нерастворимого остатка (19—50% и больше). Содержание карбоната железа (5 анализов) 5—38%, карбоната кальция — 0,3—4,5%, карбоната марганца — 0,05—4,0%, фосфата железа (4 анализа) 1,7—5,5%. Форма — желваки, «лепешки», «блоки».

кисного железа чаще именно в форме вивианита и других фосфатов железа.

Основная масса болотных сидеритов относится к болотам лесной зоны умеренного пояса (СССР, Швеция, Финляндия, северо-западная часть ФРГ, Нидерланды и др.). Отдельные находки отмечены в торфяниках влажной тропической зоны (например, о-в Суматра). То, что мы знаем о мангровых болотах тропиков, не позволяет ожидать в них находок сидеритов из-за кислой реакции мангровых болотных вод и других причин (см., например, Шокальская, 1948; Freise, 1937; Brelie, Teichmüller, 1953 и др.); закисное железо иногда концентрируется в них, но в форме сульфидов, а не карбонатов.

За пределами гумидных зон болотные сидериты неизвестны.

В болотах, размещавшихся в пределах лесной зоны умеренного пояса, основная масса материала сидеритовых линз, по мнению Круша, образовалась в верхнечетвертичное время, в более влажную и теплую фазу, чем современная.

Распространение сидеритов в болотах лесной зоны имеет весьма эпизодический характер, хотя отмечено на огромной территории. Оно также мало связано с валовым содержанием железа в грунтах, как и распространение окисно-железных конкреций.

Теория Беммелена (Bemmelen, 1900) об образовании болотных сидеритов путем восстановления гидроокисного железа вызвала очень серьезные и убедительные возражения. Правильнее считать болотный сидерит первично диагенетическим образованием, который сформировался за счет садки из грунтовых и торфяных вод, богатых органическими и углекислыми соединениями закисного железа.

Континентальные сидериты современной геологической эпохи известны только в болотных фациях определенного типа. В озерах отмечены лишь единичные их находки (Страхов, 1951а). В упомянутой выше работе Фрейзе (Freise, 1937) описаны два случая образования сидерита в озерах Бразилии.

Один случай относится к группе озер низменной равнины вблизи устья Рио-Доси, штат Эспириту-Санту. В западной группе озер, более далекой от устья, происходит накопление окисно-железистых осадков, в восточной — вивианита и как производного — сидерита. Озера, в которых происходит образование сидерита, неглубокие. Они расположены вблизи (18 км) океанического побережья. Воды их несколько осолонены благодаря инфильтрации и непосредственному проникновению в периоды приливов океанских вод, особенно в сезон северо-восточных ветров (может быть, остатки опресненных лагунов). Линзы и выделения «белой железной руды» редко достигают мощности 10 см. Они образуются в прибрежной части озер и генетически и морфологически, по-видимому, сходны с близкими к болотным сидеритами. Интересно, что белая железная руда не образуется там, где селятся моллюски с известковыми раковинами. Возможность сохранения от окисления линз сидерита на поверхности или в верхнем слое крайне мелководного осадка Фрайзе объясняет ленточной генерацией аммиака, осаждающего карбонат железа из раствора и в то же время задерживающего окисление сидерита, благодаря образованию $(\text{NH}_4)_2\text{CO}_3$.

Другой случай отмечен в оз. Оуро-Прето, штат Минас-Жераис, в горном районе, на высоте 1162 м. Площадь озера составляет 7388 м², средняя глубина его 13,5 м, максимальная достигает 23,0 м. Вода озера пахнет сероводородом, pH между 6,0—6,5. Озеро — застойное. Питание его осуществляется за счет грунтовых вод, мелких ручьев и трещинных вод древних пород. Рудный ил озера содержит около 14% Fe(II), 3,51% MnO, 6,22% CaO, 3,80% MgO, 5,65% P₂O₅, 11,77% SO₄, 4,72% Al₂O₃, 12,42% CO₂. Минералогический состав новообразований в иле: пирит, доломит, сидерит, железистый фосфат и др. Макроскопические конкреции не отмечены.

В обоих этих случаях сидерит выступает как второстепенный спутник других железистых минералов, но в первом случае он может быть связан с определенным зональным комплексом условий переменного влажной тропической лесной зоны, а во втором случае — с узко локальными условиями.

В почвах элювиального ряда, в коре выветривания аллювиальных осадков, в озерных, ледниковых и других осадках сидеритовые конкреции нигде не отмечены, кроме изредка микроконкреционных образований (например, в морене на Камчатке) в пределах той же ландшафтной зоны. Можно утверждать, что сидеритообразование, особенно в конкреционной форме, в современную эпоху происходит в узкоспецифических фациях и в крайне ограниченных размерах даже внутри благоприятных для него

ландшафтно-климатических зон. Оно ничтожно по сравнению с накоплением окисного железа в водоемах той же зоны. Во многих озерных илах лесной зоны и даже других зон (см. лагуны Тамани) иловые растворы содержат закисное железо (Ромм, 1950). В современных озерах некоторые илы имеют восстановительную среду даже в верхнем слое. Однако и в илах этих типов закисное железо или остается в рассеянной форме, не формируя конкреций, или образует очень мелкие конкреции пирита или вивианита (оз. Байкал), и лишь иногда микроконкреции — сферолиты сидерита²⁹. При восстановлении окислов железа в некоторых озерных илах образуются также «зеленые глины» (см., например, Moore, 1910; зеленые прослои в илах оз. Байкал, Князева, 1954б), по-видимому, лептохлоритового состава.

В современных морских осадках сидеритовые конкреции до сих пор встречены только в четырех местах. Три из них приурочены к внутренним морям Зондского архипелага (Andree, 1920), которые считаются аналогами древних геосинклинальных морей. Конкреции обнаружены там на глубинах 50—500 м в терригенных серых (голубых) илах, обогащенных растительными остатками.

Конкреции неправильной или субцилиндрической формы с поверхности сильно окисленные (темно-коричневая корка), внутри — светлые; содержание CO_2 — 32,06%, обломочного материала — около 15%; много отверстий, вероятно, просверленных организмами. Они, очевидно, являются реликтовыми. Их образование, несомненно, связано с условиями влажной тропической зоны и с интенсивным приносом богатого органическим веществом и солями железа терригенного материала. Сравнительно быстрое прогибание морского дна, свойственное геосинклинальным областям, способствует сохранению восстановительной среды в поверхностном слое донного ила; возможно также играет роль обогащение природных вод углекислотой в результате подводного вулканизма. Одна находка конкреций относится к морю Лаптевых (Кординов, 1952); эти конкреции окислены с поверхности и, вероятно, субсовременные. На всей остальной огромной площади современных морей сидеритовые конкреции не встречены, за исключением микроконкреционных сферолитов сидерита в «глубоководных» осадках застойных впадин Балтийского моря (Debyser, 1957), в ассоциации с карбонатами марганца и кальция.

Таким образом, и в морских, и в континентальных фациях современное сидеритообразование имеет ничтожно малые размеры.

Нельзя согласиться с мнением А. Д. Архангельского и Е. Д. Колченовой (1935), что сидеритообразование может быть широко распространено в более глубоких слоях современных морских и озерных илов. Во всех установленных случаях оно происходит на поверхности осадка или в его верхнем слое, в весьма специфических условиях. В единственном случае, когда можно говорить о каком-то зональном типе озерных сидеритов (озера приустьевой низменности Рио-Доси в Бразилии), основной формой накопления закисного железа являлся все же не сидерит, а вивианит.

Железо в современных илах диффундирует всегда к верхней поверхности осадка (Буткевич, 1928; Ивлев, 1937 и др.). Наблюдения над ископаемыми сидеритами также указывают на образование их в самых поверхностных слоях ила (Македонов, 1954 и др.), даже, по мнению некоторых авторов, на его поверхности (Link und Köhler, 1934).

Теоретически также трудно представить, вопреки мнению Н. М. Страхова (1948в), что карбонат железа должен выпадать в глубине или на границе между глинистым и покрывающим его песчаным слоем ила. Во-первых, много сидеритовых конкреций встречается и в глинистых породах, с незначительным изменением гранулометрического состава, или на верхней границе песчанистого слоя (Македонов, 1954 и др.). Для этих случаев механизм выпадения карбоната железа, предложенный Н. М. Страховым, не имеет смысла. Во-вторых, диффузия растворенного

²⁹ Например, в озерной лагуне («залива») Провал оз. Байкал (с заболоченным побережьем), по Г. А. Казенкиной и Н. П. Ладохину (1961) — в самом верхнем слое лагунного ила.

железа в иле не могла бы остановиться на границе глинистого и песчаного слоя и должна была бы распространиться в вышележащий слой (при условии сохранения в нем восстановительной среды), поскольку концентрация железа в придонной воде и в этом случае должна была быть меньше, чем концентрация железа в иловом растворе. Однако как частный случай этот процесс допустим.

Сидеритообразование (а также анкеритообразование) в настоящее время происходит крайне редко. Это может быть объяснено геохимическими особенностями современной геологической эпохи.

Конкреции карбоната марганца, как самостоятельный тип, в современную эпоху не обнаружены, однако, близкие к ним образования могут сопровождать некоторые болотные сидериты.

4. КОНКРЕЦИИ КАЛЬЦИТА И АРАГОНИТА

Арагонитовые конкрециеподобные натечные и частично конкреционные образования в настоящее время встречаются в гидротермах («гороховый камень» и пизолиты различных теплых источников).

Их географическое распространение связано с распространением соответствующих гидротерм, приуроченных в основном к областям действующего и недавнего вулканизма.

Современные известковые оолиты в Каспийском и Аральском морях, по последним данным, сложены в основном арагонитом (Страхов, 1951а). Первично арагонитовый состав имеют и другие оолиты теплых морей.

В общем балансе современного конкрециеобразования арагонитовые конкреции играют ничтожную роль. Значение же кальцитовых конкреций, наоборот, весьма велико. Они представляют собой наиболее распространенные группы (после окисно-железистых и железо-марганцовистых) конкреций и не являются минералогически чистыми образованиями (содержат еще различные другие конкрециеобразователи и обломочный или наполняющий материал).

Континентальные известковистые конкреции

Кора выветривания и почвы элювиального ряда

В коре выветривания известковистые конкреции могут быть приурочены к различной обстановке, но массовое распространение они приобретают только в семиаридных, аридных и тропических ландшафтно-климатических зонах.

Чаще всего жилки и секреты в коре выветривания резко преобладают над собственно конкреционным образованием.

Примеры описания кальцитовых (и арагонитовых) секретов и конкреций в минералогической литературе очень многочисленны: можно назвать, например, работы И. И. Гинзбурга (1946а) и сотрудников (Гинзбург и Рукавишникова, 1951) о коре выветривания изверженных и метаморфических пород Южного Урала; работы Д. П. Сердюченко (1953) о выветривании изверженных пород Северного Кавказа и т. д. К этой же группе конкреций, по-видимому, относятся описанные недавно Л. К. Блиновым (1951) своеобразные трубчатые и палковидные конкреции в обрывах песчаников в Ергенях, если они действительно являются современными.

Однако в современных условиях элювиальный процесс сопрягается с почвообразованием. Известковые конкреции в почвах распространены гораздо шире, чем собственно элювиальные, и часто элювиальные конкреции не могут быть отделены от элювиально-почвенных.

Сюда же должны быть отнесены и конкреции в лёссах как особом типе континентальных осадков.

Из литературы об известковых конкрециях почв, элювия и лёссов отметим, в частности, работы: С. А. Агшпевой (1960); А. Д. Архангельского (1915); Е. А. Афанасьевой (1947); К. А. Баранова (1949); Э. Н. Благовещенского (1940, 1949); Д. Г. Виленского (1950); В. Р. Вильямса (1936, 1949в); Г. Н. Высоцкого (1911); И. П. Гераси-

мова (1937); К. Д. Глинки (1916, 1928, 1935); А. В. Гурова (1888); В. В. Добровольского (1955, 1956; 1957а, б; 1959а, б; 1960а, б, в; 1961а, б, в; 1964); В. В. Докучаева (1948); Д. А. Драпицына (1915); В. А. Ковлы (1934, 1939б, 1940, 1946а, б; 1947, 1951, 1954); Д. М. Кутуцкова (1937, 1953, 1956, 1960); Л. Я. Мамаевой (1940); А. И. Набоких (1911); С. С. Неуструева (1911, 1931); В. В. Никитина (1926); А. И. Перельмана (1951, 1959); В. В. Пономарева (1935); Т. Н. Попова (1914); В. И. Попова и А. Л. Воробьева (1955); Т. В. Поповой (1956); В. П. Потемкина (1950); Л. И. Прасолова (1939); А. Н. Розанова (1945, 1951); А. В. Сидоренко (1956, 1958); Г. М. Тумина (1915); П. Узакова (1961); П. Фегелера (1935); Б. А. Федоровича (1934, 1946, 1950, 1962); И. И. Феофаровой (1958); К. И. Феофилактова (1879); А. Е. Ферсмана (1924); М. И. Черепановой (1959); З. Ю. Шокальской (1948); Барбур (Barbour, 1897, 1930, 1935); Берманн (Bermann, 1936); Бланк (Blanck, 1907, 1911, 1930а, б); Бланк и Гейльманн (Blanck, Geilmann, 1923); Бланк, Пассарге и Ризер (Blanck, Passarge, Rieser, 1926); Дюран (Durand, 1956, 1965); Эрхарт (Erhart, 1943); Федоров (Fedoroff, 1961); Френгвелли (Frenguelli, 1926); Гизеке (Gieseke, 1930); Пимьента (Pimienta, 1950); Гаррасовиц (Harrassowitz, 1930); Никифоров (Nikiforoff, 1937); Редмонд, Мак Клееланд (Redmond, McClelland, 1959); Райфенберг (Reifenberg, 1927); Вальдшмидт (Waldschmidt, 1932); Ветцель (Wetzel, 1928).

Известковые конкреции — журавчики, куколки, дутики — являются характерным признаком всех типичных лёссов, независимо от происхождения исходного для них материала.

Вещественный состав конкреций в лёссах изучался еще А. В. Гуровым (1888, см. также Мамаева, 1940 и Бланк, 1907, 1911) и многими последующими авторами. Известковые конкреции в лёссах Полтавщины содержат, по А. В. Гурову, 70—80% CaCO_3 , до 3% (аморфного, аутигенного) кремнезема и 20—30% нерастворимого в кислотах и щелочах остатка. Дутики нижних горизонтов лёсса содержат, кроме CaCO_3 , небольшие примеси карбоната магния (в форме доломита?) и железа (?), а также аморфного кремнезема. Конкреции лёссов Западной Европы содержат 55—70% CaCO_3 , 0,2—1,9% MgCO_3 , 2—3% Fe_2O_3 ; нерастворимый в HCl остаток (40—20%) представлен главным образом кремнеземом (до 35% общего веса образца). Есть небольшое количество (2,3—2,7%) силикатных щелочей (Blanc, 1911).

Лёссовые журавчики обычно представляют собой мелкие (до нескольких сантиметров, большей частью до 1—2 см в диаметре), своеобразной, часто прихотливой (субверетенообразной, неправильно удлиненно-овальной с разнообразными выростами, бугорчато-пальцевидной, субцилиндрической и т. п.) формы образования (рис. 35, 4), которые несмотря на свою форму обычно объединяются в несколько морфологически и текстурно единых закономерно повторяющихся типов (Баранов, 1949). Они или залегают неправильными цепочками и горизонтами, или образуют причудливые сростки (Феофилактов, 1879 и др.).

Происхождение этих форм большинство исследователей связывает с концентрацией CaCO_3 вокруг корневых систем травянистых растений. Отдельные авторы высказывают и другие точки зрения. Существует даже попытка связать форму лёссовых конкреций с формами экскрементов птиц и других животных (Waldschmidt, 1932).

Хотя почвенная теория происхождения лёсса, предложенная Л. С. Бергом, и не может быть принята целиком, без оговорок, несомненна связь образования лёссов с зональными почвообразовательными процессами в условиях аридного и семиаридного климата, отсутствия или слабого развития древесной растительности и преобладания плоских, хотя иногда и сильно расчлененных форм рельефа.

Известковые конкреции присущи только тем лёссам, которые бесспорно сформировались в этих условиях, т. е. лёссам степной и лесостепной зон платформенных областей.

Значительная часть конкреций в лёссах является субсовременной, плейстоценовой и раннеголоценовой, причем конкреции разных стратиграфических горизонтов лёсса несколько отличаются одна от другой по форме и текстуре (Баранов, 1949), по количеству, размерам и деталям вещественного состава (Гуров, 1888; Самодуров, 1957).

Все почвенные известковистые конкреции приурочены к зональным типам почв семиаридных и отчасти аридных ландшафтных зон. В частно-

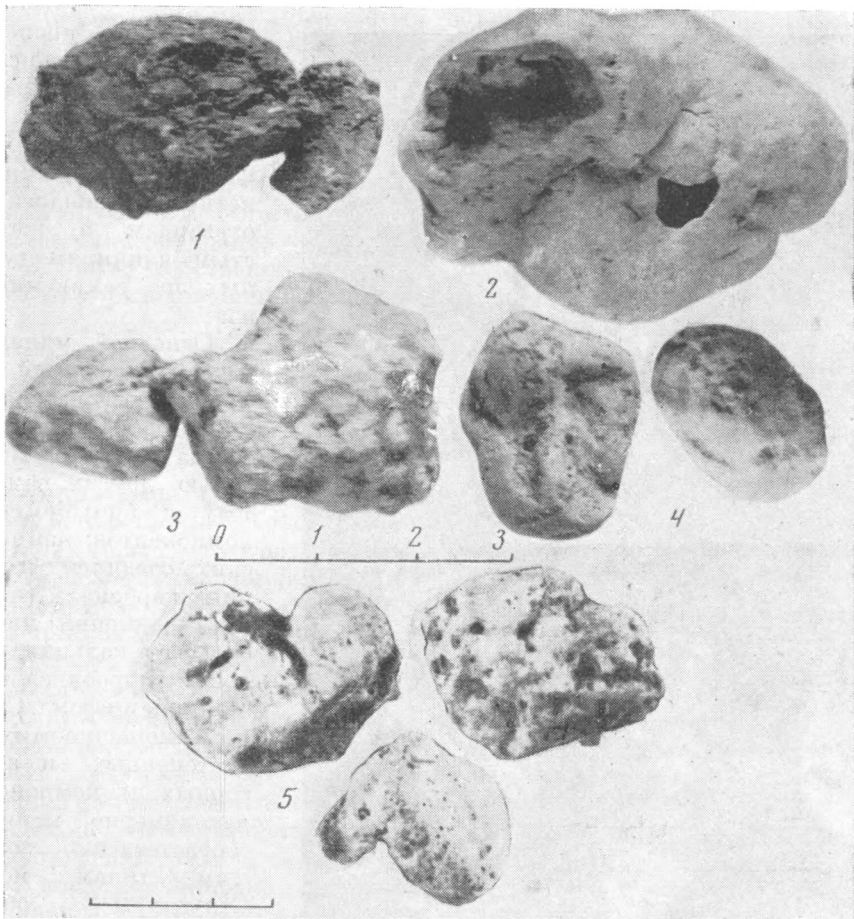


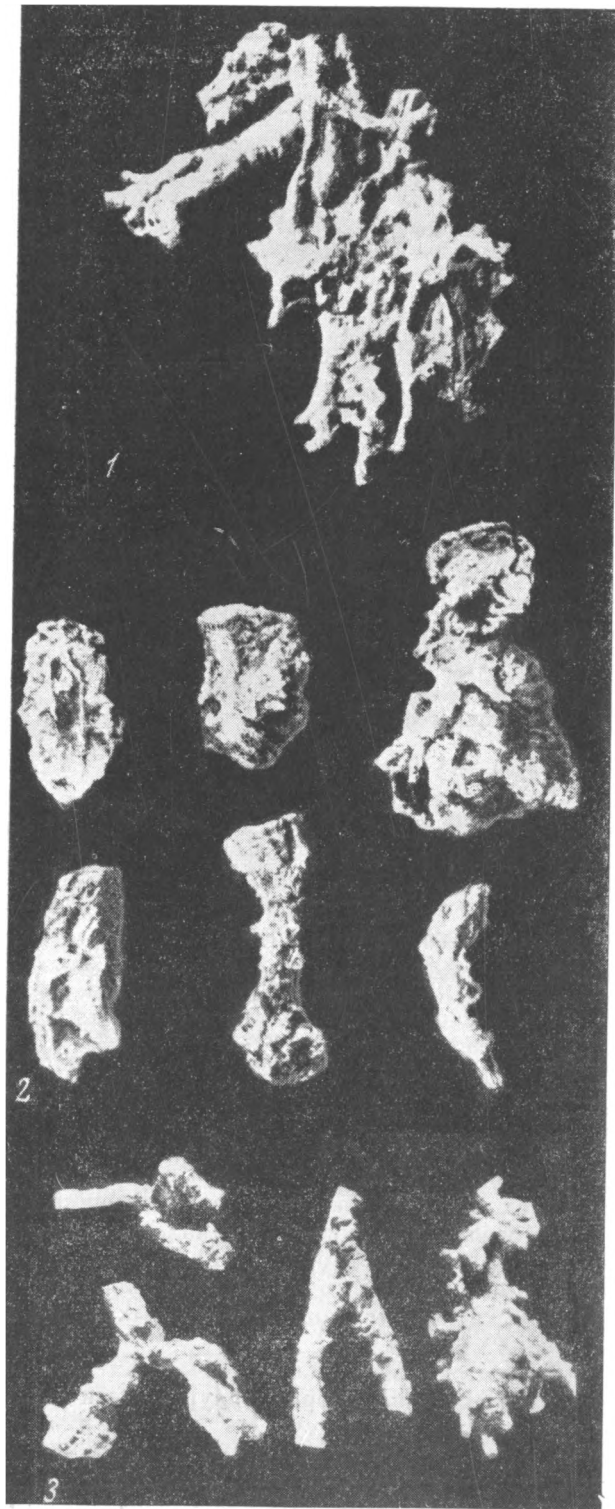
Рис. 35. Известковые конкреции в почвах СССР

1 — карбонат в форме белоглазки (белые включения) в черноземе; 2 — полая, светлая, известковая конкреция; 3 — комковато-желваковатые известковистые светло-серые конкреции на поверхности останцов в юго-восточных Каракумах; 4 — светло-серые «окуравчики» в лёссе, местами видны мелкие поры; 5 — известковые конкреции в четвертичных суглинках, Белгородская область (наиболее распространенная форма конкреций. 5 — по В. В. Добровольскому (1955); 1—4 — образцы из Почвенного музея АН СССР, Ленинград

сти, установлено широкое распространение этих конкреций в черноземах, каштановых почвах, бурых почвах полупустынь, сероземах, коричневых и красных почвах сухих районов средиземноморья и их аналогах, черных почвах сухих саванн и тропических степей. Широко распространены они и в интразональных почвенных типах соответствующих зон; аллювиальных почвах, солончаках, солонцах и др. (сводка выборочных данных о химическом составе — см. табл. XXV—XXVII).

Известковые конкреции не являются обязательным элементом всякого почвенного профиля этого ряда, но они закономерно приурочены к определенным почвенным горизонтам каждого типа почв (от А до С₁, в зависимости от зоны), и являются не только их характерными признаками, но и определенными индикаторами (см. рис. 35, 36).

Размер отдельных конкреций в почвах обычно не превышает 1—2 см, реже достигает 8 см в диаметре. Однако некоторые типы почв (см. ниже) содержат мощные сцементированные линзы, плиты, прослой и корки кон-



креционного происхождения, близкие по составу другим известковистым конкрециям, но морфологически и в некоторых отношениях генетически аналогичные отрезкам и железистым панцирям гумидных и семигумидных зон.

Основной минералогической формой конкрециеобразователя является кальцит, но почти всегда с некоторой примесью других хемотропных и биохемотропных компонентов: органических соединений кальция, карбоната (и других соединений) магния, сульфата кальция, окислов и гидроокислов железа, кремнезема. Состав и соотношение этих второстепенных и акцессорных компонентов закономерно меняются соответственно зональным типам почв³⁰. Структуры обычно микрозернистые, криптокристаллические; типичны также метаколлоидные микротекстуры, (Добровольский, 1961а) особенно — в журавчиках и бородках.

По сравнению с кальцием в материнских изверженных породах содержание кальция в почвах семиаридных зон увеличивается на 200—300% (см. работу Антипова-Каратаева и Пономарева, 1947). Неоднократно отмечалось, что такая концентрация

Рис. 36. Известковые конкреции из четвертичных оптинентальных отложений Аргентины (по Frennguelli, 1926)

1, 2 — известковые конкреции пампы (0,8 натуральной величины); 3 — образование конкреции вокруг растительных остатков (0,65 натуральной величины)

карбоната кальция не может быть объяснена одним выщелачиванием CaCO_3 из компонентов самого почвенного профиля (Вильямс, 1949б; Афанасьева, 1946 и др.).

Основными формами концентрации CaCO_3 в почвах являются: 1) непосредственная неравномерная «поровая» цементация тонкозернистым дисперсным CaCO_3 ; 2) «псевдомицелии», т. е. тонкие прожилки, иногда также более крупные прожилки, пленки на минеральных зернах и структурных агрегатах («пленочная» и крустификационная цементация); 3) собственно конкреции (см. рис. 35, 36); 4) «корки»; 5) натеки (бородки). В состав собственно конкреций, можно включать и известковистые трубочки — ризоконкреции («роренштейны») или корневые конкреции (см. рис. 36, 3), растущие иногда и вокруг живых растений.

В черноземах известковые конкреции по сравнению с другими почвами семиаридных и аридных зон присутствуют еще в относительно небольшом количестве. В выщелоченных и деградированных черноземах лесостепи и в аналогичных им почвах прерий они большей частью или отсутствуют, или (иногда) возникают в самых нижних горизонтах почвенного профиля (горизонт С), причем могут ассоциировать с железистыми конкрециями в более высоких горизонтах того же профиля (такое сочетание может наблюдаться и в некоторых почвах лиственных лесов)³¹ и с железистыми конкрециями в интразонально-увлажненных почвах (Т. И. Попов, 1914 и др.).

В типичных черноземах (в том числе уже в лесостепной зоне, но главным образом — в собственно степной), включая и слабо деградированные черноземы, известковые конкреции очень характерны. В северных черноземах преобладающей формой CaCO_3 являются псевдомицелии (Глинка, 1935; Виленский, 1950 и др.). В более сухих условиях, в обыкновенных и южных черноземах одной из основных форм CaCO_3 являются конкреции, особенно так называемая белоглазка, т. е. скопления мелких округлых или субовальных известковистых светлых рыхлых «мучнистых» конкреций и полуконкреций до 1—2 см в диаметре (см. рис. 35, 1). Менее распространены плотные конкреции, журавчики, несколько отличающиеся от журавчиков в лёссах, — неправильные, но более или менее изометрические желвачки. Журавчики сосредоточены главным образом в горизонте С, т. е. в слегка переработанном почвообразовании верхнем слое материнской породы. Диаметр их достигает 8—10, реже 18 см³².

Мучнистые желвачки, по мнению Б. М. Федорова, вероятно, вполне аналогичны русским белоглазкам, а журавчики — русским журавчикам.

Добровольский (1956) указывает, что «мучнистые скопления есть первичный вид карбонатных выделений, подобно выделениям карбонатов в виде лжегрибницы»; твердые конкреции — журавчики (см. рис. 35, 5), возможно, «образуются не непосредственно из почвенных растворов,

³⁰ Наиболее детально минералогия и геохимия новообразований карбоната изучена В. В. Добровольским (1957б, 1960а, 1961а, 1964) на материале Европейской части СССР и Средней Азии. Помимо кальцита, он отмечает «люблинит», арагонит. В гидроморфных почвах пустынной зоны в карбонатных конкрециях установлен как примесь к кальциту магнезит (Кугучков, 1960; Узakov, 1961).

³¹ Известковые конкреции в этих почвах встречаются только в горизонте С и, вероятно, являются реликтами (сравни Добровольский, 1961а; Штремме, 1930б и др.).

³² Фото типичных белоглазки, журавчиков и других конкреций дано на рис. 35, 36 и в работах Добровольского (1959, рис. 1—5; 1960, рис. 1), сопоставление их химического состава в Ишимской степи — также у Добровольского (1959, стр. 181). В журавчиках содержание CO_2 36,02%; CaO — 46,14%, в белоглазке CO_2 — 40,45%. CaO — 50,20%; в бородах CO_2 — 41,34%; CaO — 52,31%; MgO — в журавчиках 2,67%; в белоглазке — 1,7%; в бородах — 0,70%. Аутигенный кремнезем достигает 5%. Журавчики содержат максимум, а натечные формы — минимум карбоната магния. В «плотных конкрециях» содержание CO_2 на 4—8% больше, а нерастворимого остатка в кислотных и щелочных вытяжках в 1,5 раза меньше, чем в «рыхлых стяжениях»; в «колломорфных натеках» в 10 раз меньше (Добровольский, 1961а, стр. 46; таблица).

а являются результатом дальнейшего преобразования» рыхлых первоначальных скоплений (к аналогичной гипотезе приходит и Федоров, 1947). Между поверхностью твердой конкреции и вмещающей породы (почвы) всегда, по Добровольскому, «имеется белая порошкообразная карбонатная присыпка, постепенно смешивающаяся с породой по направлению от стяжения». Эта «присыпка» очень напоминает порошкообразный материал «белоглазок» и «псевдогрибниц».

По форме карбонатные конкреции очень разнообразны. Наиболее распространены вытянуто-округлые, длина которых в полтора раза превышает их ширину. «Реже встречаются веретенообразные, уплощенные, каплевидные, правильно округлые и резко неправильной, причудливой формы» (Добровольский, 1956); характерны также бугристые выступы неровных поверхностей конкреций.

Конкреции залегают в почве и подпочве обычно беспорядочно, но концентрируются в определенных зонах (горизонтах). Обычно в профиле данной почвы отмечен один такой горизонт, реже — два. Присутствие или отсутствие карбонатных стяжений, их морфология, величина, химический состав «не зависят от состава пород, подстилающих содержащие карбонатные стяжения суглинки» (Добровольский, 1956), и очень мало зависят от петрографического состава самих «боковых» пород, но, несомненно, существует связь их с зональными типами почвообразования.

В карбонатных стяжениях обычно четко разделяются центральное ядро и периферийная зона — белого цвета и менее плотная, как бы переходная к типу «белоглазки». Ядро плотное, имеет грязновато-светло-серый цвет; типичны трещины усыхания и пустотки в центре (указывающие на обезвоживание первоначального коллоидного сгустка). Основная масса всего стяжения — микро- и мелкозернистый карбонат с непостоянным количеством кластических зерен, обычно алевроитовой и песчаной размерности, имеются реликты колломорфных структур.

Известковые конкреции в черноземах приурочены к определенному горизонту почвенного профиля, обычно к A_2 или B (так называемому иллювиальному или карбонатному горизонту). Среднее содержание карбонатного CO_2 в иллювиальных горизонтах колеблется от 5 до 8%; из них на долю собственно конкреций приходится лишь меньшая часть. По подсчетам Е. А. Афанасьевой (1947), конкреции в карбонатном горизонте составляют 0,4—2,2% общего веса почвы этого горизонта; содержание $CaCO_3$ в конкрециях составляет 73—78% их веса. Эти подсчеты относятся к тучным, т. е. менее богатым конкрециями, черноземам. В южных черноземах процентное содержание конкреций в карбонатном горизонте, вероятно, должно быть значительно больше.

Кроме $CaCO_3$, в известковых конкрециях черноземов, особенно северных, наблюдается, хотя и незначительная по отношению к $CaCO_3$, но все же некоторая концентрация окислов железа по сравнению с вмещающей почвой (с пересчетом на бескарбонатную массу). Общее содержание этого железа в конкрециях в черноземе составляет, по данным Е. А. Афанасьевой, всего 0,74—0,9%. В более южных черноземах оно еще меньше (см. Пономарев, 1935; Добровольский, 1964). Наблюдается очень небольшая примесь карбоната магния, которая в более южных черноземах увеличивается³³. Карбонат магния присутствует в форме доломита. В южных черноземах наблюдается иногда небольшая примесь и сульфата кальция в известковистых конкрециях.

По данным анализов Г. М. Пономарев (1935), известковые конкреции западносибирских и крымских черноземов содержат 15,8—35,3% CO_2 целиком или почти целиком связанной с CaO (т. е. 35—85% $CaCO_3 + MgCO_3$), содержание $MgCO_3$ — 0,81—4,98%. Остаток, нерастворимый в HCl , на 86—96% — кварц; небольшие количества SiO_2 переходят в HCl -вытяжки (2,5—2,6%) и KOH -вытяжки (0,24—0,36). В солянокислые вытяжки переходит 2,8—4,7% Al_2O_3 . Пономарев на основании весьма условного пересчета, указывает на присутствие в конкрециях примеси $FePO_4$ (0,06—0,84%), $MnCO_3$ (?), $Fe_2O_3 \cdot n \cdot H_2O$ (0,06—0,32), до 2% $Al_2O_3 \cdot n \cdot H_2O$, до 4—10% магnezияльного силиката, наконец, $CaSO_4$ (0,14—0,71%). Известковые конкреции западносибирских черно-

³³ Среднее содержание $CaCO_3$ в конкрециях также, по-видимому, к югу увеличивается (см. Черепанова, 1959).

земов, по сравнению с крымскими черноземами, несколько богаче алюмосиликатами, растворимыми в HCl SiO_2 , растворимым в HCl глиноземом, что объясняется влиянием состава материнских пород. В основном же состав конкреций одной и той же зоны, несмотря на огромное расстояние, отделяющее Крым от Западной Сибири, следует признать поразительно устойчивым.

В горных черноземах (Армянское нагорье) также хорошо выражено образование известковистых конкреций в почвенном профиле, несмотря на то, что материнские породы армянских черноземов часто относительно сильно обогащены магнием и железом. Это еще раз подтверждает, что решающую роль в генезисе конкреций и их составе играют современные ландшафтно-климатические условия, а не состав материнских пород.

В черноземах Забайкалья образование белоглазки, наоборот, местами редуцировано, благодаря косвенному действию вечной мерзлоты (Цыганенко, 1946).

Многие авторы (Набоких, 1911; Nikiforoff, 1937; Т. И. Попов, 1914; Тумин, 1915 и др.) отмечают, что, кроме известковистых конкреций, иногда в профиле черноземов встречаются очень мелкие известково-магнезиально-железисто-марганцовистые конкреции, в которых содержание марганца, по-видимому, более высокое, чем в железистых конкрециях лесной зоны. Интересно отметить, что эти очень мелкие, обычно не больше 3 мм в диаметре, известково-магнезиально-железистые марганцовистые конкреции приурочены часто к горизонту С, т. е. залегают ниже горизонта известковистых конкреций. Это позволяет предположительно расценить их как реликты прошлых, более влажных условий. Можно допустить, что в незначительном размере образование этих конкреций может протекать и сейчас в том же почвенном профиле, что и образование известковистых конкреций (Левин, 1947). Однако при этом в пределах черноземной зоны всегда резко преобладают известковистые конкреции.

Интразональные солончаковые и солонцовые почвы черноземной зоны также характеризуются известковыми конкрециями, с некоторыми мелкими отличиями в деталях вещественного состава (Ковда, 1940; Мамаева, 1940).

По мере перехода от степного почвообразования к почвообразованию полупустынь и пустынь положение известковистых конкреций в почвенном профиле, их количество, состав и парагенезис с другими конкрециями иного состава изменяются. Изменяется, в частности, и количество, и минералогическая форма примесей аутигенных окислов, карбоната магния и ряда рассеянных и малых элементов. Последние хорошо изучены В. В. Добровольским (1961в, 1964). Он установил резкое изменение отношения количественного содержания стронция и бария — от 3 в известковых конкрециях лесостепи до 7 — в пустынях Средней Азии.

Уже в южных черноземах общее количество известковых конкреций увеличивается. Нередко в основании почвенного профиля, ниже горизонта известковых конкреций, появляется также горизонт гипсовых конкреций. В каштановых почвах сочетание известковых и гипсовых конкреций является уже весьма характерным их признаком. В солончаковых солонцах Заволжья, в пределах зоны каштановых почв, известковые конкреции, по Л. Я. Мамаевой (1940), содержат уже меньше окислов железа, чем вмещающие почвы. В известковистых конкрециях черноземов северной полосы степной зоны и лесостепи (по Афанасьевой) содержание железа, хотя и незначительно, но относительно выше, чем во вмещающей породе.

В сероземах и серо-бурых почвах известковистые конкреции распространены в более широком диапазоне почвенного профиля и достигают больших концентраций (Неуструев, 1931; Розанов, 1951).

В светлых сероземах образование белоглазки начинается с глубины 9 см, т. е. во много раз ближе к поверхности почвы, чем в черноземах. Максимальное накопление ее происходит на глубине около 25 см. В типичных сероземах — на глубине ~ 15 см; максимальное накопление белоглазки отмечается на глубине 50—90 см. В горно-степных темных сероземах — с глубины 40 см и максимальное на глубине 70—120 см, в серо-бурых почвах — с глубины 7—20 см. Общее содержание CO_2 в карбонатном горизонте в сероземах составляет 4—11%, т. е. немногим больше, чем в черноземах, но мощность карбонатного горизонта обычно гораздо больше. В серо-бурых почвах пустынь максимум карбонатов — всегда в верхних горизонтах (Лобова, 1960).

Содержание конкреций в отдельных горизонтах почвенного профиля светлых сероземов колеблется от 0,18 до 3,5% (в иллювиальном горизонте) общего веса почвы (Розанов, 1951).

В составе типичных известковистых конкреций в сероземах восточной части Голландной степи, по Г. Л. Оловянишникову (1939), 55% CaCO_3 , 1,3% MgCO_3 , т. е. содержание MgCO_3 не больше, чем во вмещающей породе. Карбонат магния встречается в форме доломита или магнезита. По А. Н. Розанову (1951), известковые конкреции в светлом сероземе (Южный Казахстан) содержат: 32,6% CaO , 1,2% MgO , 25,22% CO_2 , 28,41% SiO_2 , 8,25% Al_2O_3 , магния — меньше, чем во вмещающей почве. В КОН-вытяжку переходит 3,33% SiO_2 .

Ниже карбонатного конкреционного горизонта в сероземах и серо-бурых почвах обычно или во всяком случае часто залегает горизонт конкреций и отдельных кристаллов гипса (на глубине от 20—80 см до 2—3 м).

В почвах полупустынь и орошаемых пустынь известковые конкреции, срастаясь боками, образуют сплошные плиты на поверхности (известковые корки и панцири), которые составляют характерный элемент ландшафтов полупустынь Центральной и Средней Азии, Сирии и Палестины, Северной и Южной Африки, Северной и Южной Америки.

По В. В. Добровольскому (1961б), «карбонатные коры представлены либо скоплением конкреций различной, часто оригинальной сосульковидной формы, либо образуют сплошной горизонт... располагаются на различных гипсометрических и эрозийных уровнях», но «ясно приурочены к определенным стратиграфическим горизонтам». «Литоогический состав коренных пород не имеет определяющего значения... сложены криптокристаллическим кальцитом со следами коллоидных явлений и содержат частицы вмещающих пород. Отношение Sr/Ba около 15 (1961б, 1964).

В составе корок резко преобладает CaCO_3 ; во многих корках (Алжир, Израиль, Сирия, Мексика и др.) содержание CaCO_3 достигает 91—98%. Иногда в песках встречаются корки, богатые обломочным материалом (например, в песках Кызылкум и Муюнкум, во впадинах между барханами, около колодцев) — «твердые корки» и «конкреции причудливой формы» на глубине 8—10 см, с содержанием CaCO_3 до 23,3% (Неуструев, 1911). Мощность таких корок может достигать 1—2 м и даже больше (Северная Африка, Израиль, Сирия).

Генетически надо различать собственно поверхностные корки, образованные восходящими грунтовыми растворами, и погребенные плиты, возникшие в результате срастания боками известковых конкреций, созданных нисходящими и боковыми движениями почвенных растворов³⁴. В степной зоне и даже в зонах сухих степей (каштановых почв) поверхностные корки не образуются; редко образуются и погребенные плиты.

Вопрос о происхождении и географическом распространении известковых корок обстоятельно освещен в литературе (Добровольский, 1960а, 1961б, 1964; Драницын, 1915; Сидоренко, 1958; Федоров, 1961; Behrman, 1936, а также Choubert etc., 1956; Coque, 1955; Durand, 1957, 1963; Gaucher, 1948а; Gigout, 1958, 1960; Pimienta, 1950). Согласно теории Фрааса (1867 г.), впоследствии разработанной и усовершенствованной Бланкенгорном и Фишером, «причиной возникновения известковой коры следует считать комбинацию ливней и последующего быстрого натрева поверхности и вытягивания «вверх по капиллярам почвенного раствора» (Драницын, 1915; ср. Докучаев, 1898, о «вышотевании» почв в аридном климате). По Бланкенгорну, известковые корки представляют собой зональный почвенный тип, характерный для полупустынь с хорошо выраженными сезонными ливнями, в то время как гипсовые корки (см. ниже) отвечают еще более аридной зоне. Пассарге (1909; см. Blanck, Passarge, Rieser, 1926) считал ареалом распространения современных известковых корок «внутренние» сухие степи (типа сухих степей Алжира) и указывал, что эти корки не являются обязательным образованием полупустынь. Драницын же считает, что поверхностные известковые корки не являются зональным образованием полупустынь. Он указывает на отсутствие образования их в Средней Азии и «теоретическую невероятность» образования кор путем промачивания почвы дождем и последующего испарения почвенного раствора. Д. А. Драницын (1915) и Г. Л. Оловянишников (1939) предполагают, что основным фактором образования почвенных стяжений в полупустыне является нисходящее движение почвенного раствора. Берман (1936) подтверждает воззрения Фрааса-Бланкенгорна, а В. В. Добровольский и А. И. Перельман свя-

³⁴ Большая часть погребенных плит связана с интразональными избыточно увлажненными («гидроморфными») почвами (аллювиальными и др.) — см. ниже о «шохах».

зывают известковые коры с высоким уровнем грунтовых вод в «плывильные» периоды.

Нам кажется, что в условиях полупустынь действие нисходящих и восходящих движений почвенных растворов может давать сложные сочетания. Поверхностные известковые корки могут создаваться боковыми и восходящими движениями в некоторых интразональных фациях. Одновременно плиты могут возникать за счет срастания илливиальных конкреций, созданных не только нисходящими, но и боковыми и восходящими движениями почвенных растворов, а также растворов горизонтов грунтовых вод.

Нередко указывалось, что «коры» имеют разное происхождение. Поверхностные коры — «панцири», содержащие 95—98% CaCO_3 , скорее всего возникли или путем «выпотевания» известковистых растворов на поверхности субстрата, в субазральных условиях, как это указывал еще Гоше (Gaucher, 1948a, стр. 156), или путем высыхания поверхностных известковистых вод, не связанных с каким-либо почвенным процессом. В подобном случае — это остаточные озерные и болотные известняки (Gaucher, 1948b), лишь внешне сходные с описываемыми корами. Наконец, «зонарные» коры могут иметь сложное, комплексное происхождение в результате чередования процессов обводнения и подсыхания в верхних горизонтах грунта (почвы или осадка). Так или иначе, несомненно связь известковых кор и плит с зоной полупустынь (с сезонными ливневыми осадками). В пределах этой зоны коры образуются интразонально, при еще недостаточно выясненных дополнительных условиях.

Несомненно, что основная масса известковых корок и плит в собственно пустынях является реликтом «гидроморфного гипергенеза» более влажного времени (Архангельский, 1915; Драницын, 1915; Сидоренко, 1956; Перельман, 1959; Добровольский, 1961a; и др.). Однако в отдельных участках пустынь с присутствием растительности и периодическими ливнями, в понижениях рельефа, у выходов грунтовых вод и сейчас происходит образование некоторых корок и известковых конкреций³⁵.

По составу известковые конкреции полупустынь и орошаемых пустынь отличаются от степных присутствием: 1) в ряде случаев значительной примеси MgCO_3 (в аллювиальных орошаемых почвах Средней Азии; см. Кугучков, 1937, 1956, 1960; Ковда, 1946a, Феофарова, 1958; Узакон, 1961 и др.), причем главным образом в форме магнезита (Кугучков, 1960; Узакон, 1961); 2) в некоторых случаях аутигенного кремнезема (кремнисто-известковые конкреции; Ковда, 1939b, 1940, 1946); 3) известково-гипсовых конкреций и гипсово-известковых конкреций и (почти?) постоянным сочетанием с гипсовым горизонтом; 4) во много раз более высоким отношением Sr/Ba (Добровольский, 1961b, 1964).

В известковых плитах конкреционного происхождения примесь кремнезема отмечена в ряде мест (в «известковых досках» Армении до 9% аморфного кремнезема). В известковых корках также отмечена примесь хемогенного кремнезема (порядка 1—9%, но иногда и больше).

В песчаных почвах пустынь Средней Азии наблюдаются также своеобразные ветвистые песчано-известковые конкреции, так называемые «аккырши», связанные с корневыми системами специфических растений песчаных пустынь (Неуструев, 1911; Архангельский, 1915; Дзэнс-Литовская, 1942; Сидоренко, 1956 и ряд других). По мнению А. В. Сидоренко (1956, стр. 530), «типичные аккырши» являются замещениями угленосной извести по корням растений»; в шпифах хорошо видно строение замещенной древесины, с годовыми кольцами. Аккырши состоят из тонкозернистого, реже — мелкозернистого кальцита. Химический состав показан в табл. XXVII, из которой видно, что основная масса аккыршей представлена кальцитом с очень небольшой примесью сульфата кальция и, возможно, доломита.

³⁵ Например, известно об образовании кор в основании пирамиды Хеопса, т. е. в историческое время.

По А. В. Сидоренко, аккырши представляют собой современные образования. Они встречаются только в полупустынях, главным образом вблизи Аральского моря; в Каракумах и Кызылкумах они не обнаружены.

Образование аккыршей, так же, как и известковых журавчиков, связано с гидрокарбонатными водами, залегающими на глубине, доступной для корневой системы. Аккыршам родственны «известково-глинистые чехлы», образующиеся, по А. В. Сидоренко (1956, стр. 531), вокруг растительных остатков на поверхностях староречий русел и при временных разливах «в тех пониженных окраинных частях пустыни», куда из ближайших горных областей периодически поступают относительно холодные гидрокарбонатные воды, обогащенные глинистыми частицами. Кальцит осаждается при испарении этих вод. Приведем данные химического анализа типичного образца (по Сидоренко, 1956, стр. 531).

Компонент	%	Компонент	%	Компонент	%
SiO ₂	0,54	CaO	26,71	CO ₂	21,55
Al ₂ O ₃	0,71	Na ₂ O	0,34	SO ₃	0,17
Fe ₂ O ₃	2,52	K ₂ O	0,25	Нерастворимый	39,80
MgO	2,18	H ₂ O	2,22	в HCl остаток	

Журавчики описаны в статье Сидоренко (там же, стр. 527—530) и в работах Добровольского. Сидоренко отмечает, что они приурочены только к двум определенным свитам нижнеплиоценового возраста и в отложениях современной пустыни не встречаются. По его мнению, журавчики содержат 21—79% CaCO₃, а также примесь карбоната магния (обычно около 0,3—1%). Залегают они на глубине 0,5—2,0 м, «образуя известковый горизонт, повторяющий в основном рельеф тех толщ, к которым они приурочены». В верхней части этого горизонта журавчики сливаются в известковые плиты. Конкрецьеобразователем является в основном кальцит, пелитоморфный или микрокристаллический, выполняющий и раздвигающий поры, местами образующий каемчатые структуры вокруг зерен песка.

Аналогичную структуру, по А. С. Сидоренко, имеют и журавчики из Туниса. Образовались они в результате поднятия капиллярных грунтовых вод и их испарения. Периодические дожди, а также инфильтрация вод способствовали промыванию известкового горизонта, выносу из него легкорастворимых солей и перекристаллизации известковых горизонтов, особенно в верхней их части.

В сообщениях А. И. Перельмана (1951, 1959) описаны известковые конкреции в кроhle неогеновых континентальных отложений пустынь Средней Азии. Наиболее крупные из них превышают 10 см в диаметре. Они имеют округло-комковатую форму, многие очень плотные, содержат около 82% CaCO₃ и около 2,3% гипса; остальное, главным образом кварц, включает частично аморфный кремнезем, растворимый в 10%-ной соляной кислоте и КОН. Сходные по химизму современные конкреции в собственно пустынях не образуются, но формируются в почвах полупустынь и орошаемых аллювиальных равнин пустынь (ср. Добровольский, 1959, 1961, 1962б, 1964).

Общая сводка данных о химическом составе типичных известковистых конкреций и близких к ним образований в полупустынях и пустынях приведена в табл. XXV—XXVI. А. В. Сидоренко (1956) предложил также следующую таблицу, демонстрирующую современные представления о генезисе этих образований и их классификации для пустынь и полупустынь Средней Азии (табл. 1).

Эта таблица, как видно из предыдущего изложения, имеет и более широкое значение. Она правильно связывает образование плит и журавчиков. Конкреционное происхождение имеют также аккырши и «чехлы». Можно, таким образом, считать, что основной зоной образования этих конкреций является песчаная полупустыня. Движение растворов по капиллярам играет, вероятно, главную роль, однако действуют и другие факторы — инфильтрация и, возможно, диффузия.

В красноземах Средиземноморья образуются своеобразные группы почвенных (или элювиальных) известковых конкреций железисто-известковистого состава. Примесь окислов железа в них часто незначительна, но тем не менее придает им своеобразную желтую и даже ярко-красную окраску.

Т а б л и ц а 1

Сравнение различных типов накопления углекислой извести в пустынях и полупустынях
(по А. В. Сидоренко, 1956, стр. 528)

Характеристика	Горизонты известковых журавчиков	Аккырши	Известково-глинистые чехлы	Распыленный кальцит
Характер накопления	Сплошной горизонт в виде известковой плиты или песчаника, обогащенного известковыми журавчиками	Спорадические накопления на корнях растений в песках	Отдельные россыпи на пониженных глинистых поверхностях	Тонкопылеватые зерна среди рыхлых горных пород
Условия залегания	На глубине от поверхности 0,5—2 м, в отдельных случаях до 7 м	В зоне развития корневой системы	На поверхности депрессий, периодически заливаемых водами с горных хребтов	В верхней части всех рыхлых отложений
Характер вмещающих пород	Пески, несущие журавчики, обычно несколько крупнее, чем пески в остальной части свиты	Пески и суглинки	На глинистых и такырных поверхностях	Во всех породах
Глубина залегания грунтовых вод в период образования	Зона капиллярного поднятия вод достигала известковых накоплений	Зона капиллярного поднятия вод достигала корневой системы растений	Не зависит от	грунтовых вод
Происхождение	Результат капиллярного подсоса и испарения гидрокарбонатных грунтовых вод в рыхлых песчаных породах	Результат капиллярного движения гидрокарбонатных растворов по отмершим корням растений	Периодические отложения известняково-глинистой мути на стеблях растений и последующее высыхание	Процессы выветривания и почвообразования
Приуроченность к свитам	Заунгузская и нижнекарабийская	Нет сведений	Нет сведений	В отложениях разного возраста
Время образования	После отложения заунгузской и нижнекарабийской и до отложения верхнекарабийской, кызылкумской и каракумской свит	Современное	Современное	Современное

По Бланку (Blanck, 1911), в составе красных известковых конкреций присутствует 58,54% CaCO_3 , 1,7% MgCO_3 , 23,68% SiO_2 , 7,89% Al_2O_3 и 4,47% Fe_2O_3 . По отношению к вмещающей почве содержание железа в конкрециях в 2—4 раза меньше; по отношению к «материнскому доломиту» — немного больше. Желтые конкреции из того же района (окрестности Ниццы) содержат 80,80% CaCO_3 , 1,41% MgCO_3 , 2,99% Fe_2O_3 ; их длина 4,5—5,5 см, толщина 1,5—2,0 см. Образование красных и желтых конкреций приурочено, по-видимому, к районам с условиями, переходными от семиаридных к семигумидным, с характерными для Средиземноморья сезонными зимними дождями и широким развитием известковых материнских пород. Желтые конкреции элювия доломитов района Ниццы похожи по внешнему виду на некоторые лёссовые журавчики (Blanck, 1911), но имеют более желтый цвет, а по составу отличаются почти полным отсутствием щелочей (0,19% против 2,3—1,75% в лёссовых конкрециях) и незначительным количеством нерастворимого остатка.

Н. Федоров (Fedogoff, 1961) в этой группе почв описывает также горизонты известковых кор на юге Франции (район р. Дюранс — приток нижнего течения р. Роны). Здесь в средиземноморских красноземах образуются горизонты известковистых, окрашенных окислами железа конкреций, напоминающих по форме «субангулярные гальки». Ниже их прослеживаются «зонарные» (ленточные) «коры» (обычно на глубине 90—150 см и ниже), часто образующие несколько горизонтов. Эти коры, по мнению Федорова, возникают в результате чередования растворения и кристаллизации из первоначально выпавшего (из грунтовых вод) рыхлого глинисто-известковистого вещества. Твердые известковистые желваки отличаются от кор более серо-коричневым цветом и, по Федорову (стр. 48), образовались в «более восстановительной среде, чем коры и мучнистые желваки. И те, и другие связаны с горизонтами погребенных почв виллафранского (нижнечетвертичного), а, возможно, и более позднечетвертичного времени. Образование их происходило в течение нескольких циклов. Известковые зонарные плиты образовались в результате испарения обогащенных кальцием грунтовых вод.

Субтропические аналоги черноземов, типа «тирсов» Марокко и «blake adobe» Калифорнии также содержат известковистые конкреции. Эти почвы связаны постепенными переходами с так называемыми «черными почвами» тропических сухих и полусухих саванн, широко распространенными в Индии, Африке, Южной Америке и Австралии. В Индии к этой группе почв относятся «регур» с известковистыми конкрециями «канкар», а в Африке — «черные почвы», которые в более сухих разностях, помимо известковых, содержат также и гипсовые конкреции (аналог каштановых почв умеренного пояса).

Наряду с этим сходством, наблюдаются и общие зональные особенности всех известковых конкреций почв сухих саванн, отличающие их от аналогичных конкреций семиаридных ландшафтных зон умеренного пояса. Эти особенности еще недостаточно изучены, но можно отметить, например, характерный черный цвет многих известковых конкреций сухих саванн, резко отличающий их от конкреций степей и полупустынь умеренного пояса; морфологические особенности и т. д. Эти отличия связаны, в частности, с иным составом гумуса тропических вмещающих почв (более щелочного, со своеобразными кремнисто-глинисто-гумусовыми соединениями), с более интенсивными процессами дегидратации в тропических почвах и др. (Шокальская, 1948).

В переходной полосе от сухих саванн к влажным (с характерными для них железистыми конкрециями) может наблюдаться сочетание известковых и железистых конкреций в пределах одной территории или даже одного почвенного профиля.

Во всех остальных почвенных ландшафтных зонах, как более гумидных, так и совершенно аридных (в собственно пустынях), известковые конкреции в почвах не образуются. С другой стороны, на всей территории семиаридных теплых и жарких ландшафтных зон известковистые конкреции в том или ином количестве являются характерным признаком определенных фаций зональных типов почв.

Распространение известковых корневых конкреций в современных почвах в общих чертах аналогично распространению остальных почвенных известковистых конкреций, но, возможно, несколько дальше заходит в пределы семигумидных зон (а с другой стороны — в зону пустынь?). В песках Ставрополя известковые прикорневые трубки достигают иногда 1,5 см в диаметре (Гиловский, 1939), корешки

обычно обуглены. В лесостепи, в подзоне лиственных лесов лесной зоны «корневые» конкреции могут иметь смешанный железисто-известковистый состав, а в пустыньных — гипсово- и кремнисто-известковистый (Дзэнс-Литовская, 1942а и др.).

Д. А. Драницын (1915) и Э. Н. Благовещенский (1949) пытались понять закономерности географического распространения известковистых конкреций в почвах.

Согласно этим авторам, климатическими предпосылками являются: 1) чередование относительно прохладных влажных сезонов и сухих жарких сезонов; 2) общая годовая сумма осадков не ниже 250—400 мм и не выше 700 мм в сочетании со среднегодовой температурой +20°.

Геоботанической предпосылкой является наличие фитоценозов степей или более или менее ксерофитных кустарников (или парковых лесов).

На основании этих предпосылок Благовещенский рассматривает современные известковые конкреции в почвах Каракумов как погребенные, как реликты несколько более влажного климата конца плиоцена с более высокими, чем современные, среднегодовыми температурами и со степными фитоценозами.

Схема Благовещенского справедлива главным образом лишь в отношении конкреционных известковых корок и плит (шохов)³⁶, а также известковых кор Средиземноморья, поскольку в степях Евразии современные известковые конкреции образуются и при среднегодовых температурах ниже +20°. Эта схема также не вполне применима к аллювиальным почвам, поскольку в аллювиальных и орошаемых почвах Средней Азии образование шохов происходит и сейчас при более низких среднегодовых температурах.

В межледниковых плейстоценовых и раннеголоценовых глинах широко распространены известковые конкреции, которые явно формировались в условиях также более низких среднегодовых температур. С другой стороны, в тропических полусухих саваннах могут формироваться известковые конкреции, иногда и при годовых осадках, превышающих 700 мм (но, видимо, не свыше 800—900?). Тем не менее для определенного, очень широко распространенного типа известковых конкреций наблюдения Благовещенского, несомненно, верны.

Согласно А. И. Перельману (1951), крупные современные известковые конкреции в почвах образуются в тропическом переменном влажном климате. Правильнее, однако, было бы сказать «переменно сухом» и не тропическом, а теплом или жарком — от умеренно теплого до тропического.

Более общие предпосылки образования известковистых конкреций в почвах можно определить следующим образом.

Климатические: 1) чередование сухих и влажных сезонов с общим преобладанием сухих сезонов; 2) присутствие теплого и сухого сезона со средней сезонной температурой не меньше +20° и с резким преобладанием испарения над осадками; 3) отчетливое, но не очень резкое среднегодовое преобладание испаряемости над осадками [коэффициент K по Н. Н. Иванову (1948), от 0,1 до 0,8—0,9, иногда даже до 0,99].

Почвенно-гидрогеологические: 1) сезонное чередование преобладания восходящих и нисходящих движений почвенных растворов; 2) наличие периода с высоким уровнем грунтовых вод или возможность их «боковой» миграции; 3) закономерные колебания рН грунтовых и почвенных вод от слабокислых и нейтральных к щелочным, при общем преобладании щелочных; 4) закономерные колебания уровня грунтовых вод и их состава; 5) возможность выщелачивания и миграции солей кальция и магния при малой подвижности и неподвижности железа и алюминия, вынос наиболее растворимых солей за пределы почвенного профиля; 6) наличие более или менее водопроницаемых, но тонкозернистых грунтов; 7) присутствие материнских пород, богатых солями кальция (не обязательное, но благоприятное условие).

³⁶ Местное название известковых конкреционных плит.

Геоморфологические: полого-волнистый рельеф.

Геоботанические: 1) распространение или господство травянистых или кустарниковых фитоценозов сухих степей, сухих саванн, полупустынь с резко выраженными ритмическими колебаниями состава и жпзненных форм биоценозов; 2) отсутствие или незначительное количество кислого гумуса.

Возраст ландшафта: известная зрелость почвенного профиля и профиля коры выветривания.

В значительной части эти условия вытекают из остальных, например, солевого состава грунтовых и почвенных вод, гидрогеологического режима почвенных растворов и т. д.

Можно обобщить этот комплекс условий следующим образом а) *зональные* признаки климата и растительности семиаридных ландшафтных зон: зоны степей, зоны полупустынь, зоны сухих тропических степей и сухих саванн; б) *азональные* (интразональные) условия рельефа, петрографического, механического и текстурного состава грунтов и возраст ландшафта, т. е. совокупность условий, в общем определяющихся характером историко-геологического развития данной местности в пределах данной ландшафтной зоны.

Как и в отношении железистых конкреций, необходимым условием является сочетание всех зональных факторов.

Сравнивая этот комплекс условий с тем, что необходимо для образования железистых конкреций в почвах, мы видим, что зональные климатические, геоботанические и вытекающие из них почвенные, а также гидрогеологические и гидрохимические условия, резко различны; но интразональные условия — рельеф, состав пород, возраст ландшафта, ряд особенностей гидрогеологического и геохимического режима (например, сезонные колебания рН и солевого состава, эпизодически высокое стояние грунтовых вод и т. д.) имеют много общего.

Общий комплекс условий образования известковистых конкреций в почвах закономерно варьирует в различных ландшафтных зонах, как это было показано выше, по вещественному составу (примесь окислов железа в менее аридных зонах; магнезия и кремнезема, сульфата кальция в более аридных и т. д.), положению в почвенном профиле, количественному распространению, морфологии и текстуре — и даже иногда в сравнительно узких подзонах (северные и южные черноземы русских степей).

Это позволяет почвоведом и географам использовать известковистые конкреции как индикаторы зональных типов почв и соответствующих почвенных и географических зон и даже делать смелые опыты реконструкции ландшафта на основании состава погребенных почвенных конкреций (Благовещенский, 1949; Добровольский, 1957, 1961а и др.). Несомненно, что более детальное всестороннее изучение известковистых конкреций позволило бы использовать их в качестве более тонких индикаторов зональных и аazonальных физико-географических условий.

Аморфные выделения карбоната кальция в почвах и разного рода секрционные выделения в своем максимальном распространении в общем совпадают с максимумом географического распространения известковых конкреций, но встречаются и в других зонах, особенно в местах развития известковистых пород. Поэтому они не могут служить таким ясным индикатором почвенно-ландшафтных зон, как конкреции.

Известковистые конкреции гидроморфного ряда

Географическое распространение известковых конкреций в аллювиальных и болотных почвах подчиняется, видимо, в основном тем же закономерностям, что и распространение известковых конкреций в почвах элювиального ряда, с той разницей, что:

1) в аллювиальных осадках, орошаемых реками, известковистые конкреции могут интразонально проникать в соседнюю более аридную зону, где в плакорных почвах они уже не образуются (например, известковые конкреции дельты Нила, аллювия рек Средней Азии и т. д.); искусственное орошение увеличивает этот ареал воздействия рек (известковые конкреции в орошаемых почвах Средней Азии);

2) в некоторых конкрециях аллювиальных почв присутствует примесь закисного железа, вероятно, карбонатного, нехарактерного или отсутствующего в известковых конкрециях плакорных почв и вообще почв «элювиального ряда»;

3) часто наблюдается примесь карбоната магния, более значительная, чем в известковых конкрециях элювиального ряда тех же районов.

Например, по данным Л. Я. Мамаевой (1940), в известковых конкрециях солончаковых и слабосолончаковых солонцов из надпойменных террас рек Кучум, Малый Узень и Самарка Заволжья (интразональные болотно-аллювиальные фации подзон сухих степей и полупустынь) содержание карбоната магния колеблется от 1,1 до 3,5% (при содержании CaCO_3 от 67,94% до 33,67%); имеется также примесь легкорастворимых солей (сульфата магния, хлоридов) до 2—3%.

В нижних горизонтах аллювиальных и орошаемых почв («луговых» и «лугово-болотных») пустынь и полупустынь часто образуются крупные известковистые плиты на разных уровнях почвенного профиля (чаще всего 60—120 см ниже поверхности).

Примером их могут служить так называемые шохы Средней Азии и Азербайджана (Агишева, 1960; Кугучков, 1937, 1953, 1956, 1960; Узков, 1961; Феофарова, 1958). Они залегают на различных глубинах и ассоциируют с другими карбонатными новообразованиями: белесыми горизонтами, микроконкрециями и крупными конкрециями. Типичные шохы обычно связаны с более глубокими горизонтами, с верхним уровнем грунтовых вод («супераквальные» новообразования Добровольского). Химический состав (весовой) одного из типичных шохов в долине Зеравшана следующий: (Узков, 1961) CaCO_3 63,68%; MgCO_3 — 13,10%; сумма карбонатов — 76,78%; CaCO_3 от суммы карбонатов — 80,3%; MgCO_3 — 19,7%. Карбонат магния в шохах представлен в основном не доломитом, а магнезитом (Кугучков, 1960; Узков, 1961). Шохы относительно меньше концентрируют карбонат магния и больше — кальция, чем карбонатные новообразования более верхних горизонтов почвенного профиля. Присутствие магнезита, видимо, резко отличает их от карбонатных конкреций в аллювии других ландшафтно-климатических зон. Относительное обогащение почвенного профиля над шохом более легко растворимым карбонатом магния подтверждает, что шох образовался больше за счет восходящих растворов (а также боковых), чем за счет нисходящих.

Типичный шох во влажном состоянии «голубой, плотный, местами вздреватый», при ударе раскалывается на плитки (Феофарова, 1958, стр. 78). В плитках видно, что основная масса шоха — микрзернистый кальцит, кристаллический и пылевидный, местами с «мозаичной» структурой, более или менее микропористый (см. фото шлифов у Феофаровой); встречаются микроконкреции шпирита (0,02—0,04 мм).

Иногда известковистые плиты и коры полупустынь и пустынь Северной Африки, Ближнего Востока, Америки и других также являются типичными шохами.

Скорости роста известковых конкреций в аллювиальных, болотных и орошаемых почвах бывают большими, чем в почвах элювиального ряда. Например, по Д. М. Кугучкову (1937), в орошаемых почвах Средней Азии известковистые конкреции макроскопических размеров могут сформироваться за один сезон (Благовещенский, 1949).

В семиаридных и аридных зонах болота в той или иной степени засолены, и болотные известковые конкреции в главной массе связаны с солончаками и солонцами. Благодаря этому в них широко развиты процессы окремнения в отличие от конкреций дренируемых, незасоленных почв.

Состав и парагенезис известковых конкреций в различных солончаках и солонцах различен, в зависимости от особенностей солевого состава солончаковых вод. По данным Л. Я. Мамаевой (1940), в содовом солончаковом солонце образуются только известковистые конкреции, с содержанием гипса всего 0,5% и карбоната магния всего 1,1%; в сульфат-хлоридных солончаках и солонцах примесь гипса и карбоната магния больше, а известковые конкреции ассоциируют с известково-гипсовыми.

Собственно болотные и почвенно-аллювиальные конкреции, по имеющимся у нас данным, трудно разделить между собой, но, вероятно, собственно аллювиальные несколько беднее примесями гипса и растворимых солей. Необходимо также разделять почвенно-аллювиальные и собственно аллювиальные конкреции, в особенности русловые.

Широко распространены твердые известковые образования — травертины по классификации Пиа (Pia, 1933a), связанные с различными гидротермами, с выходами жестких грунтовых вод, с источниками (теплыми и холодными), и реже — с некоторыми ручьями и даже реками (см. также Pratz, 1929). Эти образования большей частью имеют натечную, а не конкреционную форму, но иногда могут приближаться к конкрециям — особенно их пористые разновидности (так называемые «известковые туфы»). Непористые травертины представляют собой особую группу. Они описаны под названием «ониксов-мраморов» (Николаевский, 1916) и содержат обычно более 90% CaCO_3 , с примесью магнезия до 6% и иногда карбоната железа. Крупные месторождения их приурочены только к аридным и семиаридным зонам. Эти образования в меньшей степени зависят от региональных и зональных ландшафтно-климатических факторов, чем собственно почвенные конкреции. Однако массовые накопления известковых туфов в холодных водах приурочены главным образом к некоторым районам Средиземноморья (например, Далмации) и другим областям семиаридных зон (Pia, 1933a).

Известковые туфы в более северной полосе лесной зоны умеренного пояса являются главным образом субсовременными. Они связаны с другими, более сухими или более теплыми, чем современные, климатическими фазами четвертичного периода (например, «известковые туфы» Ленинградской области и Прибалтики, главным образом с анциловым и литторинковым временем — см. Алабышев, 1926; Данилаев, 1957a, 1963; Давыловский, 1928, 1932; Дымский, 1932 и др.).

Некоторые травертины связаны с грунтовыми водами районов распространения известковистых пород и могут встречаться в разных зонах. Однако за пределами семиаридных зон они наблюдаются довольно редко. Известковые туфы лесной зоны, например, в Московской области, обогащены примесью окислов железа (Николаевский, 1916).

В США распространены травертины, часть которых имеет, по-видимому, конкреционное происхождение. В частности, это — пизолитовые травертины, с пизолитами диаметром 1—8 мм, а также некоторые корки на растительных остатках. Эти корки возникают сначала в форме мелких известковых шариков, которые затем срастаются в «корку». Максимальное распространение таких травертинов отчетливо связано с семиаридной зоной (например, штат Оклахома). В тропическом поясе травертины распространены примерно в той же зоне сухих саванн, что и известковые конкреции в почвах (Индокитай, Бразилия). Речные потоки в областях ксерофитовой растительной формации каатинга (Бразилия) откладывают иногда целые плотины из травертинов, достигающих местами нескольких метров высоты. Эти потоки летом пересыхают или очень сильно мелеют, но иногда травертины откладываются и постоянными потоками семиаридных и аридных зон (Оклахома, США).

Некоторые мелкие реки и ручьи образуют известковые корки, аналогичные по происхождению псевдофитогенным известковым конкрециям в озерах.

Пиа (Pia, 1933a) специально рассматривает вопрос о происхождении травертинов и дает общую сводку об их географическом распространении и происхождении. К сожалению, Пиа не приводит химических анализов, ограничиваясь указанием, что, как правило, травертины более чем на 90% состоят из CaCO_3 .

Травертины, по данным Пиа и других авторов, всегда связаны с более или менее быстро текущими водами (от крупных рек до мелких источников), но для очень крупных рек они не характерны. Пиа констатирует от-

четливую связь травертинов с семиаридными и теплыми (или жаркими) зонами, но отказывается дать объяснение этому явлению, считая, что испарение рек само по себе не играет значительной роли в их образовании. Можно предложить следующую гипотезу о закономерностях локализации травертинов.

Травертины образуются обычно в участках, где скорости движения воды резко меняются, например, около порогов или водопадов (в местах наиболее стремительного и наиболее медленного течения они обычно не формируются). В медленно текущих плесах, в условиях достаточно жаркого и сухого климата (или климатического сезона) образуются пересыщенные растворы CaCO_3 , по крайней мере — в поверхностном слое воды. Пиа приводит величины испаряемости вод рек и указывает на их незначительную величину по отношению к общей массе движущейся воды даже в сухом и жарком климате. Однако он упускает из виду, что коэффициент испаряемости в данном случае следует подсчитывать не по отношению ко всему вертикальному столбу жидкости, а по отношению к сравнительно тонкому поверхностному слою, подвергающемуся наиболее интенсивному прогреванию. По отношению к этому слою испаряемость достаточно велика, чтобы обеспечить концентрацию карбоната кальция (за счет прежде всего удаления CO_2) до насыщения и пересыщения. Этот пересыщенный карбонатом поверхностный слой при резком увеличении скорости движения потока осаждают CaCO_3 благодаря эффекту механического встряхивания, дополнительному прогреву отдельных капель при разбрызгивании воды на перекатах и водопадах (а также усилению диффузии остатков свободной CO_2 в воздух). Если поток достаточно мелководен и скорость его достаточно велика, чтобы вызвать эти процессы выпадения карбоната, но недостаточно велика, чтобы механически перемещать дальше образовавшиеся твердые частицы, то участок быстрого течения становится участком образования травертина. Садка травертина в этих условиях может происходить очень быстро. Образование пористых структур и текстур, вероятно, связано с образованием пузырьков газа при быстром испарении или взбалтывании воды. Роль растительности, с точки зрения этой гипотезы, является совершенно второстепенной.

Если имеется чередование осаждения и частичного растворения или хотя бы перерывы в осадконакоплении, травертин приобретает конкреционное (пизолитовое или глобулярное) строение, становится сростком множества мелких конкреций.

Очевидно, жаркий и сухой климат является необходимым условием массового накопления травертинов, хотя в небольшом масштабе они могут накапливаться при условии существования хотя бы коротких теплых сухих сезонов. В то же время необходимо существование устойчивых (хотя бы в течение части года) водотоков и сравнительно влажных сезонов, а также сезонов накопления органического вещества, способствующих интенсивной генерации CO_2 и выщелачиванию Са. Поэтому травертины холодных гипергенных вод накапливаются главным образом в условиях климата семиаридного и в меньшем количестве — семигумидного, с хорошо выраженными теплыми и сухими сезонами.

Собственно болотные известковые конкреции в массовом количестве образуются в солончаках аридных и семиаридных зон. Они кратко охарактеризованы выше. Часть известковых корок, напоминающих травертины, образуется и в этих болотных фациях. Как указано выше, есть основания считать, что мощные почвенные известковые корки полупустынь вообще связаны с явлениями высокого стояния грунтовых вод, т. е. с болотными или переходными к ним фациями. В литературе эти коры ошибочно называют настоящими травертинами.

Известковые конкреции в болотах лесных зон очень редки или отсутствуют, но довольно часты скопления так называемой болотной извести, в основном неконкре-

двойного характера, причем, судя по их положению в профилях низинных торфяников, в подавляющем большинстве эти линзы возникли в другие, более сухие и теплые климатические фазы четвертичного периода (Даниланс, 1957а, 1963 и др.). В Латвии эти образования только на 1% являются «связными» плотными, типа известковистых туфов. Сложены они CaCO_3 с примесью 0,10—5,72% Fe_2O_3 , 0,36—1,1% MgO , 0,16—5,84% P_2O_5 , 0,04—1,08% SO_3 (Даниланс, 1957а, стр. 50).

В общем, распространение известковых конкреций в собственно болотных почвах незначительно по сравнению с распространением их в почвах «элювиального» ряда и приурочено приблизительно к тем же зонам. Между конкрециями болот и озер в аридных зонах существует постепенный переход.

Некоторые мягкие скопления известковых осадков, связанные с выходами грунтовых вод в болотах и озерах — («ключевые мергели»), содержат и глыбообразные стяжения твердых известковистых туфов, возможно, конкреционного происхождения.

Наконец, особой группой континентальных известковистых конкреций гидроморфного ряда следует считать конкреции в источниках, «лужах» и озерах пещер и рудников. Это — главным образом оолиты и пизолиты и их сростки, описанные Г. А. Максимовичем (1955а). Бэйкером и Фростиком (Baker and Frostick, 1947), Роком (Roques, 1963) и др. Условия образования этих конкреций близки к условиям образования травертинов — с одной стороны и известковистых конкреций в озерах — с другой.

Известковистые конкреции в озерах

Общие географические закономерности распространения известковых осадков в озерах впервые были намечены В. В. Алабышевым (1932); он не выделил известковистых конкреций из известковых осадков. Подробная, хотя и далеко неполная, сводка фактических данных приведена в работе Пиа (Pia, 1933а, 1933б), который, однако, не сумел ни правильно классифицировать известковистые образования в современных водоемах, ни установить общие закономерности их географического распространения. Эта задача была более правильно решена Н. М. Страховым (1951а).

Описанию известковых конкреций в озерах, болотах и реках посвящены работы: Г. Д. Афанасьева (1933); Н. Г. Бродской (1949); В. А. Ковды (1940, 1946а); Д. Г. Сапожникова и М. А. Веселкиной (1960); Д. Г. Сапожникова и А. И. Цветкова (1959); В. Ф. Соловьева (1951, 1954, 1956); С. С. Шульда (1962); Брюэ (Briet, 1942); Кларка (Clarke, 1900); Дэвиса (Davis, 1900а, 1900б, 1901); Эрди (Eardly, 1933); Френгвелли (Frenquelli, 1926); Кайндла (Kindle, 1923а, 1923б); Лундквиста (Lundquist, 1927); Мэтьюса (Mathews, 1930); Моусона (Mawson, 1929); Науманна (Naumann, 1930); Оуэра (Ower, 1929); Прайса (Price, 1943); Роя и Уайанта (Roy and Wyant, 1953); Рассела (Russel, 1893); Шмидле (Schmidle, 1910); Скиннера (Skinner, 1963); Стоу (Stow, 1930).

Размер известковых конкреций в озерах весьма разнообразен, но отдельные тела резко превышают 30—35 см в диаметре. Полуконкреционные (а может быть, и конкреционные) глыбообразные линзы и пластообразные корки могут достигать и значительно больших размеров, но — редко мощности больше 1 м.

Формы и текстуры их очень разнообразны, но, как и среди современных железистых конкреций, преобладают субовалоидные в том числе субокруглые и лепешкообразные, концентрические, слоистые, губчатые, реже — трубчатые, ветвистые и кристалломорфные. Основным конкрецееобразователем является кальцит, который, однако, всегда сопровождается другими хемогенными, биогенными и кластогенными компонентами.

Все современные озерные известковистые конкреции, за исключением одной группы, приурочены к семиаридным и аридным ландшафтным зонам, с более или менее континентальным климатом, с резко выраженными чередованиями сухих и влажных сезонов и годовой суммой осадков, не превышающей 700 мм. Они, безусловно, отсутствуют в арктической, субарктической и таежной зонах, а также в зонах тропических и субтро-

ических влажных и переменно влажных лесов (за редкими исключениями), и в собственно пустынной зоне. Установлено их широкое распространение в зоне, переходной между лесной и степной (т. е. зонах лиственных лесов и лесостепи), в степной зоне и отчасти в полупустынях. Вполне возможно, что они присутствуют и в зонах тропических полупустынь, степей и сухих саванн (см. рис. 1, 3).

Наконец, установлены находки своеобразных известковистых конкреций в некоторых озерах субарктической зоны (в районах с резко выраженной континентальностью климата).

Таким образом, распространение известковистых озерных конкреций в общем совпадает с распространением почвенных известковых конкреций, но является менее постоянным в пределах аналогичных зон. Кроме того, поражает относительно широкое распространение этих конкреций в некоторых районах переходной полосы от лесной к степной зонам.

Можно выделить следующие основные группы современных известковых озерных конкреций, каждая из которых имеет особый ареал распространения.

Первая группа — псевдowodорослевые оваловидные конкреции, «водорослевые желваки» или «Phykorserphen», по терминологии Пиа. Размер их колеблется от нескольких миллиметров до нескольких дециметров (но не больше 35—40 см) в диаметре. Строение их — концентрическое, структура — тонко- или грубопористая, поверхность гладкая, нередко с мелкими бугорками.

Состав конкрецнеобразователя — почти чистый кальцит, составляющий 60—95% веса конкреции, со следами или ничтожной примесью карбоната магния (до 1% $MgCO_3$) и, может быть, железа (общее содержание всего железа — 1—2%); всегда имеется примесь растительного органического вещества, от 2—3% до 15—20%. Кроме того, имеется небольшая примесь обломочных глинистых компонентов (не больше 12%). Органическое вещество представлено остатками водорослей, которые селятся на этих конкрециях и способствуют осаждению карбоната кальция, а также росту конкреций благодаря процессам фотосинтеза. В процессе роста конкреций остатки водорослей включаются в их тело, что создает непосредственное, но ложное впечатление фитогенного происхождения конкреций. Без повышения pH водорослями, возможно, образование этих конкреций и не имело бы места, однако, этой косвенной биохимической ролью и ограничивается в основном участие водорослей в их образовании. На неорганическое происхождение водорослевых желваков указывал еще Шмидле (Schmidle, 1910), но только Н. М. Страхов (1951а) убедительно доказал их конкреционное происхождение.

Псевдowodорослевые желваки широко распространены в ряде озер южной части ФРГ, Швейцарии, Австрии, адриатического побережья Югославии, Ирландии, в озерах штатов Мичиган, Индиана, Миннесота, Западная Виргиния, Пенсильвания, Нью-Йорк (в примыкающих районах Канады — озера Виннипег, Мичиган, Онтарио). Как указал Н. М. Страхов, все эти районы относятся к «переходной полосе» между гумидной и семиаридной зоной умеренного пояса. Конкретнее эту полосу можно определить как подзону лиственных лесов и лесостепи. В пределах этой зоны или подзоны псевдowodорослевые желваки даже «весьма удаленных друг от друга озер настолько схожи, что невозможно их разделить» (Pia, 1933а, стр. 169). В то же время, наряду с общими признаками, существует ряд мелких дополнительных особенностей, характеризующих озера различных географических районов этой зоны и даже различных фаций внутри одного озера.

Все псевдowodорослевые желваки залегают в известковистых и известково-песчаных илах, на глубинах не больше 5—6 м (обычно даже меньше), а также в литоральных и sublиторальных фациях пресных озер,

хорошо прогреваемых в летний период и с хорошо аэрируемыми водами. Для их образования необходимо некоторое движение водной среды. В плесе с медленным течением образуются конкреции, а с быстрым — известковые корки.

Особенно богаты конкрециями участки озер, лежащие вблизи устьев ручьев, вода которых содержит в большом количестве $\text{Ca}(\text{HCO}_3)_2$.

Седиментация обломочного материала в участках образования конкреций — замедленная или отсутствует. Конкреции залегают в поверхностном слое ила, частично выступая над его поверхностью. Они составляют иногда до 50% общей массы вмещающего ила. Если считать концентрические слои конкреций годовыми, то скорость роста их весьма значительна: мелкие (до 1—2 см в диаметре) конкреции образуются в течение 5—10, максимум 20 лет (Риа, 1933а). Эти цифры, возможно, сильно преуменьшены, но во всяком случае периоды роста измеряются десятилетиями, максимум — столетиями.

Все конкреции этой группы надо считать раннедиагенетическими или даже «сингенетическими», как и озерные железные руды.

В одних конкрециях есть «ядра» (галька или растительные и другие органические вещества), другие конкреции лишены каких-либо заметных ядер; встречаются полые формы.

Псевдowodорослевые оваловидные конкреции делятся на две подгруппы, связанные между собой разнообразными переходами, но встречающиеся обычно в разных местах.

Первая подгруппа — так называемые шнелглихштейны. Это — мелкие (не более 1—2 см в диаметре), большей частью отчетливо уплощенные, обычно с одной стороны волнующие, или с впадинами, или даже целиком как бы «спродырявленные», кольцеобразные формы. Очертания их — неправильно округлые или несимметрично-линейные. В разрезе имеют отчетливо тонкоконцентрическое строение (чередование более рыхлых и пористых и более плотных слоев). Эти конкреции детально описаны под местным названием Schnegglichsstein в Боденском озере. В берегах озера они образуют субфоссильные залежи, сложенные сходными субсовременными последовательными конкрециями. Совершенно аналогичные формы встречены и в ряде других озер.

Вторая подгруппа — так называемые «водорослевые шары», — более крупные (до 30—35 см в диаметре), более правильно округлые, выпуклые с обеих сторон, с менее резкой и более толстой концентрической текстурой и с более грубопористой, дырчатой структурой. Иногда, кроме концентрической слоистости, имеются еще радиальные пластинки. К этой же подгруппе относятся «известковые шары» североамериканских озер. К переходной между первой и второй подгруппе относятся «водные бисквиты», изученные впервые в озере Канадайк в штате Нью-Йорк (Clarke, 1900).

Интересно отметить, что весьма схожие псевдowodорослевые и вообще псевдобиогенные карбонатные образования широко известны и в ископаемых породах (Маслов, 1950, 1952, 1955, 1960). Они нередко принимались исследователями за «водорослевые» образования. Неорганическая природа многих из них была впоследствии доказана, хотя некоторые и сейчас еще продолжают считаться биогенными формами. Было бы желательно пересмотреть вопрос об их происхождении³⁷.

Вторая группа — псевдowodорослевые конкреции сходного состава. Они также приурочены к пресным водоемам, но имеют существенно отличные морфологические и текстурные особенности. Эта группа является менее распространенной, чем первая. Она мало изучена и состоит, по-видимому, из нескольких генетически самостоятельных групп. Сюда должны быть отнесены, например, цилиндрические и неправильные концентрически слоистые известковистые конкреции в спокойных неглубоких водоемах Северной Италии, описанные Риа (Риа, 1933а) по Пенцигу.

³⁷ Например, в работах Джонсона (Johnson, 1940) о «водорослевых известняках» карбоната штата Колорадо, США, говорится о четырнадцати формах «известковых водорослей», но из описания видно, что их органическая природа ничем не доказана.

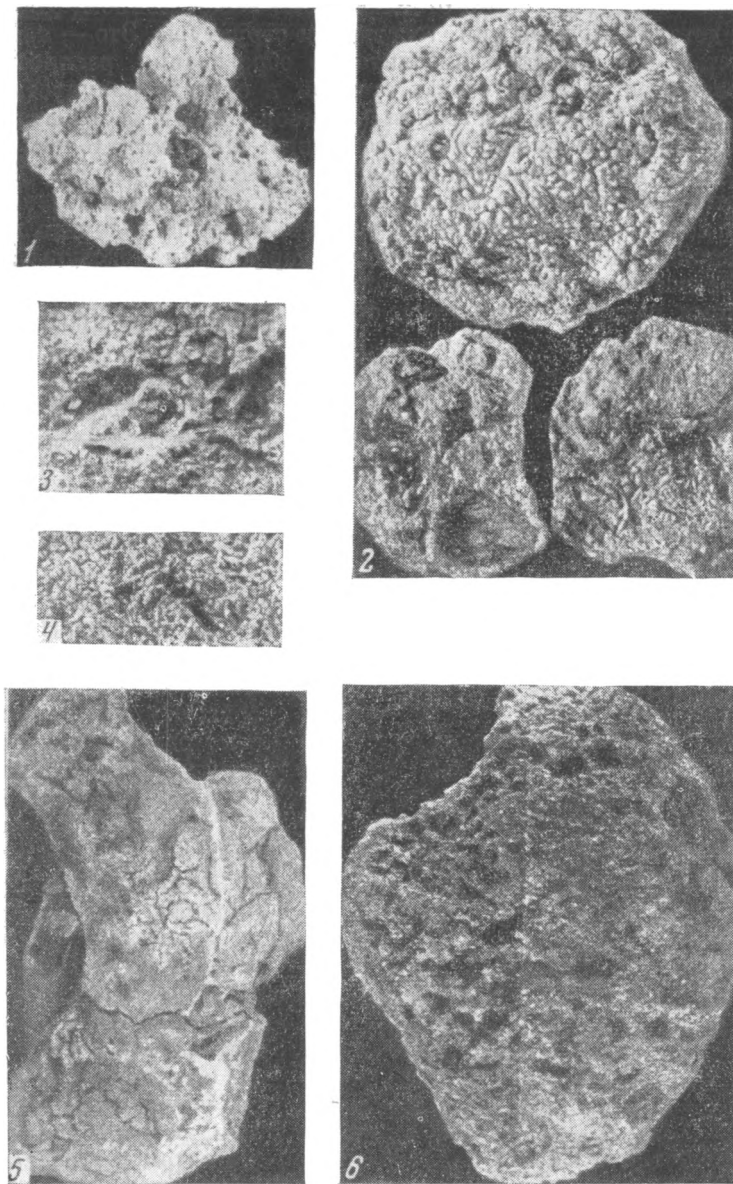


Рис. 37. Туфовидно-желваковатые известковые конкреции озер Кулундинской степи (по Д. А. Виталю, 1950):

1 — губчатая конкреция, отмытая от ила (уменьшено в 1,11 раза); 2 — оз. Йодное, конкреция с натеками различной формы (уменьшено в 2,2 раза); 3 — оз. Йодное, червеобразные натеки с внутренними полостями (увеличено в 2,8 раза, отраженный свет); 4 — оз. Йодное, конкреция, состоящая из червеобразных натеков (уменьшено в 1,6 раза); 5 — конкреция из оз. Кривого (уменьшено в 1,6 раза); 6 — конкреция из оз. Николаев Берег (уменьшено в 4 раза)

Третья группа — морфологически и текстурно во многом сходна с двумя первыми, но существенно отличается по вещественному составу и некоторым деталям морфологии, текстуры и структуры. Это — концентрически-слоистые или крупные пизолитовые образования, распространенные в солоноватых и соленых озерах степной и отчасти полупустынной зон. Они описаны в Южной Австралии (Mawson, 1929), в Юкатане (Owens, 1929, выступление в прениях по сообщению Маусона). К ним же может быть отнесена и часть конкреций Большого Соленого озера в США.

От конкреций первой и второй групп они отличаются более или менее значительной примесью карбоната магния, в форме доломита или магнетита, а также существенными деталями морфологии, текстуры и структуры (в частности, присутствием специфических пор и каверн, сложными сочетаниями различных структур, отсутствующих у конкреций первых двух групп, и т. д.).

Конкреции этой группы, описанные Маусоном, распространены в очень мелководных береговых озерах южной Австралии, частично — с повышенной соленостью, частично — слабосоленоватых и пересыхающих летом. Эти конкреции имеют дискообразную форму, до 20 см в диаметре и 1—2 см толщиной. Верхняя сторона их — гладкая или «бородавчатая», нижняя — с бороздками; строение — концентрическое, иногда — пористое. Химический состав: 92,36% CaCO_3 ; 3,78% MgCO_3 ; 0,09% P_2O_5 ; 0,28% $\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}$; 1,29% — SiO_2 ; 0,02% — Al_2O_3 .

Все конкреции этой группы приурочены к столь же мелководным фациям, что и конкреции первой группы.

Четвертая группа — туфовидно-желваковатые конкреции. Эта группа связана переходами с третьей и в общем близка ей по составу, но существенно отличается от нее по морфологии и строению (рис. 37). Эти конкреции широко распространены в некоторых озерах сухих степей (каштановых степей и близких к ним ландшафтов).

К этой группе принадлежит большинство известковистых озерных конкреций Кулундинской степи, детально изученных Д. А. Виталем (1948, 1950), а также оз. Иссык-Куль и озер степей Забайкалья.

Кулундинская степь характеризуется умеренно теплым, резко континентальным климатом с годовыми атмосферными осадками около 300 мм, при испаряемости до 1000 мм и даже больше. Почвы каштановые и южные черноземы, со значительным развитием солонцов и солончаков; растительность — сухой подзоны степной зоны, с интразональными песчаными борами и порослями смешанного леса на сырых участках (Суслов, 1947).

Все озера крайне мелководны (глубины — не больше 1 м, обычно — несколько десятков сантиметров). Образование конкреций приурочено к сублиторальным и литоральным фациям и связано с выходами известковистых грунтовых вод (продухами) в прибрежной полосе озера (рис. 38, 39). Озера — более или менее солоноваты — как щелочные, содовые (к ко-

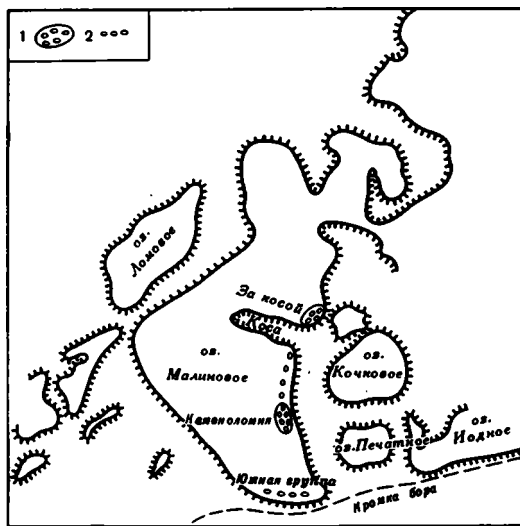


Рис. 38. Схематическая карта расположения различных групп конкреций в оз. Малиновом (Кулундинская степь; по Д. А. Виталю, 1950)

1 — месторождения конкреций; 2 — отдельные местонахождения их

торым приурочена главная масса конкреций этой группы), так и других классов карбонатности (Страхов, 1951а).

Эти конкреции резко отличаются от конкреций предыдущих групп своеобразной текстурой, которую можно назвать многополостной или крупнопористой (см. рис. 37). Многочисленные пустотки, неправильно округлые или цилиндрические, частично или полностью заполнены вторичным натечным карбонатным материалом; некоторые конкреции имеют специфический губчатый вид. Образование пустоток и «трубочек» нередко связано с остатками растений, но иногда (и даже, вероятно, в основной части) имеет явно неорганическое происхождение, как это показали опыты Д. А. Виталья, искусственно получившего подобные текстуры. По-видимому, образование этих мелкополостных текстур связано с интенсивным газовыделением и с интенсивными диффузионными, или инфильтрационными «струйками», или с образованием «мембран», согласно опытам Траубе, Грабера и др. (Чухров, 1940).

Длина конкреций колеблется от нескольких миллиметров до 30—40 см, реже — до 1 м (Доронинское содовое озеро, Забайкалье; Дзенс-Литовский, 1945). Конкреции почти всегда несколько уплощенные (особенно более крупные формы), толщина их редко превышает 10 см. Верхняя поверхность — более выпуклая, чем нижняя. На поверхности много разнообразных мелких выступов, «бородавчатых» или остроугольных. Структуры характеризуются довольно большим разнообразием даже в пределах одного и того же конкреционного тела. Наблюдаются пелитоморфные, неравномерно зернистые псаммитовые или алевритовые, сгустковые, неясно (реже — ясно) сферолитовые мелкопористые структуры в разных соотношениях.

Формы колеблются от неправильно уплощенных — глыбовых или шлакообразных масс до остроугольно желваковатых и реже — более или менее округленных, собственно желваковатых.

Залегают конкреции на поверхности ила или в его поверхностном слое.

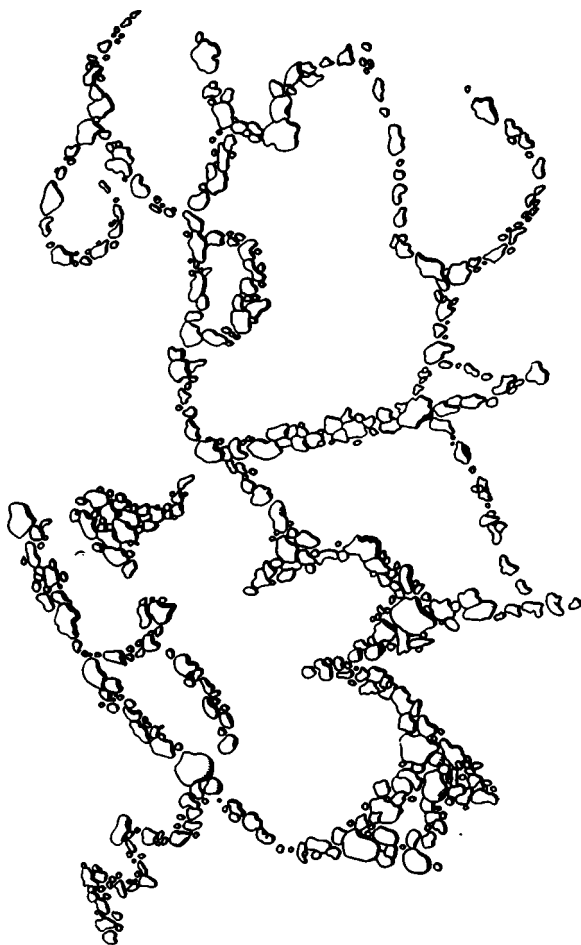


Рис. 39. Схема расположения магнезито-известковых конкреций в одном из месторождений оз. Малинового (по Д. А. Виталю, 1950). Видно пеллеобразное расположение конкреций на площади дна озера, связанное с расположением выходов грунтовых вод

Вмещающий, или подстилающий ил — алевроитовый, или алевроито-глинистый, или песчанистый, с разнообразным, всегда значительным содержанием карбонатов.

Вещественный состав конкреционных тел показан в табл. XXVIII—XXIX (более подробно см. Виталь, 1950). Он характеризуется весьма разнообразной примесью обломочного материала (от 3 до 80% нерастворимого в соляной кислоте силикатного остатка, но обычно все же, видимо, меньше 50%), схожего с обломочным материалом вмещающего осадка. Конкрециеобразователь состоит главным образом из кальцита с примесью карбоната магния. Отношение карбоната магния к общей сумме карбонатов (в весовых процентах) колеблется приблизительно от 1 до 5—6%, иногда даже до 10%. Карбонат магния присутствует в форме доломита (?) или реже — в форме магнезита (?). Отмечена также очень незначительная примесь сульфата кальция — от следов до 0,94% (Виталь, 1950). По сравнению с вмещающими илами, отношение карбоната магния к карбонату кальция понижено. Остается неясным, является ли карбонат магния действительно компонентом конкрециеобразователя или присутствует как остаточный (или «наполняющий») материал вмещающего ила, вместе с силикатными образованиями.

По форме и другим литологическим признакам конкреции этой группы подразделяются на подгруппы (Виталь, 1948, 1950; см. рис. 37).

Первая подгруппа — собственно туфовидные, неправильной формы (глыбовидные), более крупные конкреции (переходные к известковым туфам озер, болот и источников, упомянутым выше). Эта подгруппа частично, возможно, представляет собой переход от собственно конкреций к неправильным инфильтрационным образованиям. Конкреции или полуконкреции этой подгруппы (или конкреционные линзы) широко распространены в озерах сухих степей (Кулундинская степь, Забайкалье, оз. Иссык-Куль). В четвертичных озерных осадках Южной Невады (США — аридная зона) «туфы» образуют слои, резко отличающиеся по литологическим особенностям (лигнитный, тинолитовый и дендритовый туфы; Николаевский, 1916). Крупные конкреции «гидрокальцита», с ничтожной примесью полуторных окислов, карбоната магния и нерастворимого в соляной кислоте остатка (0,79—2,11%), залегают в подвижном прибрежном мелководье оз. Иссык-Куль. Химические анализы — см. табл. XXX). Они образуются путем садки карбоната прямо из наддонной воды.

Сравнительное изучение этих туфов и других озерных известковых туфов не производилось. Однако можно предполагать, что они отличаются от туфов озер менее сухих областей большей примесью карбоната магния, большим развитием полостных текстур неорганического происхождения и другими особенностями текстуры и структуры.

Вторая подгруппа представлена настоящими конкрециями, но связана рядом переходных форм с первой подгруппой. К ней относятся собственно туфовидно-желваковатые конкреции, более морфологически правильные, несколько более округленные, чем конкреции первой подгруппы.

К этой подгруппе относится большинство конкреций содовых озер и собственно известковых конкреций озер других гидрохимических классов Кулунды. Можно предположить, что к этой же подгруппе относятся и многие конкреции других озер зоны или подзоны сухих (наптановых) степей.

Из сказанного выше становятся ясными черты сходства и различия конкреций этой группы с описанными выше псевдородослевыми желваками озер подзоны лиственных лесов. Сходство заключается: 1) в резком преобладании кальцита в составе конкрециеобразователя; 2) в наличии псевдофитогенных текстур; 3) в наблюдающейся связи с мелководными прибрежно-озерными фациями. Отличия состоят в ином содержании: а) обломочных компонентов; б) магния; в) акцессорных примесей. Кроме того, наблюдаются совершенно другие морфологические, текстурные и структурные признаки.

Патая группа — «черепковые» и близкие к ним тонкоплитчатые и плиткообразные известковые конкреции, частично являющиеся, по-видимому, обломками известковых корок.

По составу они близки к двум предыдущим группам, а по структуре довольно сходны с желваковыми конкрециями предыдущей группы.

Согласно Д. А. Виталю, конкреции четвертой и пятой групп образуют парагенетическую ассоциацию и связаны с выходами известковых пресных грунтовых вод (несколько менее щелочных, чем озерные воды) в литоральной фации озер сухих степей на глубинах не больше нескольких десятков сантиметров.

Шестая группа — собственно оолиты в озерах (и их сростки).

Мелкие формы известковых оолитов отмечены в Лихенском озере в той же зоне, что и конкреции двух первых групп (Рiа, 1933а), но типичные собственно оолиты приурочены к некоторым солоноватым озерам степей, полупустынь и, возможно, даже сухих саванн.

Одиночные оолиты и оолитовые пески довольно широко распространены в Каспийском (табл. XXXI) и Аральском морях, а также в оз. Балхаш и в озерах Кулундинской степи.

Оолиты в Аральском море имеют размер 0,1—0,2 мм, а в Каспийском море — 0,1—2,0 мм (рис. 40). Для них характерно отчетливо концентрическое строение и приуроченность к мелководным фациям (от побережья до глубины 45, реже 90 м). Сложены оолиты в основном арагонитом. В некоторых грунтах они составляют до 80—90% всей массы осадка (Страхов, 1951а). Мощность оолитовых песков достигает 15—20 м.

По Н. Г. Бродской (1952), оолиты Аральского моря обычно имеют ядро из минерального зерна или обломка раковины. Поверхность ядра покрыта тонкозернистым карбонатом, выполняющим его неровности, а затем следует ряд скорлуповатых оболочек, числом иногда до 9. Нередко два и больше оолита обрастают затем общей оболочкой.

Образование оолитов в Аральском море Н. Г. Бродская (1952) связывает с приносом восходящими, более холодными прибрежными течениями бикарбоната «в прегретую до дна часть водоема» (стр. 67 и 98—99).

Большинство исследователей считает оолиты Каспийского и Аральского морей нормально осадочными образованиями. Однако Д. А. Виталь доказал диагенетическое происхождение, по крайней мере, некоторых озерных оолитов. Есть основания считать диагенетическими и многие морские оолиты (например, Багамской банки). Во всяком случае чисто седиментационное происхождение каспийских и аральских оолитов требует специальных доказательств. Если даже они и образовались во взвешенном состоянии в наддонной воде, то их можно рассматривать как очень мелкие конкреции, возникающие еще в наддонных водах. При этом очевидно, что

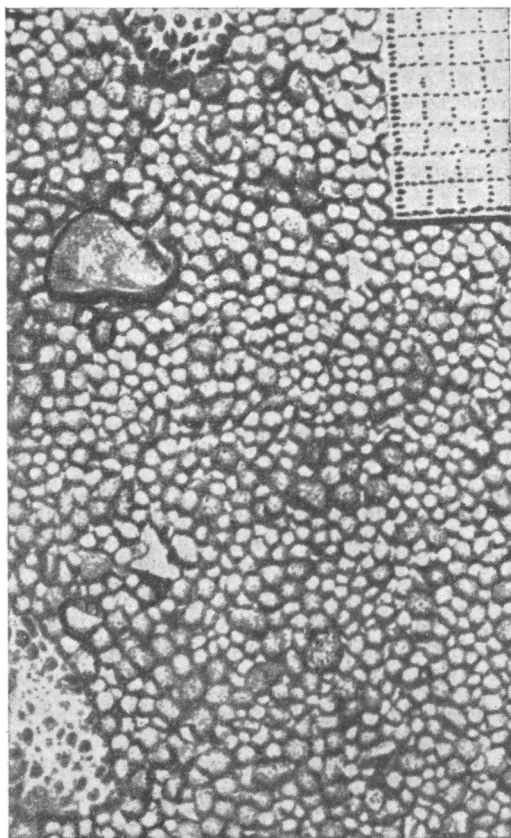


Рис. 40. Оолитовый грунт из Каспийского моря. Увеличено в 2 раза (по М. В. Кленовой, 1948).

садка обломочного материала является неблагоприятным фактором для образования оолитов, и они формируются в основном в отсутствие или при замедленной седиментации терригенного материала.

Интересные данные о составе и условиях образования известковистых оолитов в Каспийском море приведены в работах В. Ф. Соловьева (1956) и С. С. Шульца (1962). Оолиты имеют размеры в основном до 2 мм в диаметре. Более крупные из них (фракция 1,0—2,0 мм) сложены почти целиком хемогенными компонентами (нерастворимый в соляной кислоте остаток составляет всего 1,4%), см. табл. XXXI. Свободный CaCO_3 (в форме кальцита или арагонита) составляет почти 85%, доломит — около 4,4%, гипс — 2,46%. Наблюдаются небольшие примеси окислов железа (0,25%), органического вещества, глинозема и некарбонатного магния, растворимых в соляной кислоте. Содержание органического углерода не коррелирует с содержанием терригенного материала и железа. В более мелких оолитах примесь обломочного силикатного материала иногда резко возрастает (20,56% — по таблице В. Ф. Соловьева, но по данным С. С. Шульца — также очень мало). За счет этого уменьшается содержание основного конкрецтеобразователя, свободного CaCO_3 (до 66%); содержание второстепенных конкрецтеобразователей понижается меньше, а примесь доломита даже увеличивается (до 4,8—28,6%). Наружные концентры оолитов содержат больше доломита, чем внутренние; содержание органического углерода в среднем около 0,05%. Аналогично растут «псевдогалки» вокруг обломков ракушки.

Оолиты Большого Соленого озера, по Мэтью (Mathews, 1930), имеют размеры от 0,3 до 0,5 мм. Образование их начинается в мелкой наддонной воде, где они почти не растут. Затем эти оолиты попадают на пляж и растут в результате последовательного обсыхания и увлажнения.

Оолиты оз. Пирамид семиаридной зоны США достигают 12—13 мм в диаметре. Воды этого озера богаче углекислотой и кальцием, чем воды Большого Соленого озера.

Оолиты, изученные Д. А. Виталем (1948, 1950), часто имеют большую примесь карбоната магния, чем собственно известковые конкреции в озерах Кулундинской степи, описанные выше. Оолитовая структура типична для магнезито-известковистых конкреций в этих озерах, которые будут описаны ниже. Однако многие отдельные оолиты, входящие в состав более крупных магнезито-известковистых конкреций, целиком или почти целиком сложены кальцитом и могут поэтому рассматриваться как разновидность озерных известковистых оолитов. Диагенетическое происхождение большинства этих оолитов несомненно.

Известковистые оолиты и пизолиты, имеющие иной состав и облик, широко распространены также в различных теплых источниках (например, Карловарских). Генетически они отличны от оолитов озер и морей.

Оолиты прибрежно-морских озер (побережья Мексиканского залива, Лионского залива, Австралии) очень близки к оолитам лагун этих побережий.

Седьмая группа — мелкие, светлые известковистые комочки конкреционного происхождения, твердые и хрупкие. Они отмечены в прибрежных илах оз. Севан (Афанасьев, 1933). Сходные мелкие агрегаты кальцита встречаются, возможно, и в других озерах семиаридных зон³⁸. Химический состав этих конкреций в оз. Севан см. табл. XXIII, II.

Восьмая группа — своеобразные кристалломорфные известковистые конкреции, отмеченные в оз. Севан (Афанасьев, 1933). Химический состав см. табл. XXX, I.

Они образуют угловато-комковатые, иногда — веретеновидные друзы и агрегаты диаметром до нескольких сантиметров. Отдельные кристаллы представляют собой также агрегаты мелких кристаллов кальцита, с проме-

³⁸ Возможно к этой группе относятся мелкие известковые конкреции до 0,5 см в Аральском море (Зенкевич, 1947), в илстом песке с ракушкой, на глубине 20 м, а также стяжения размером до «мелкой гальки» в Каспийском море.

жутками, заполненными пелитоморфным карбонатом, с отдельными округлыми зернами, напоминающими оолиты или псевдооолиты. Вес кристаллов составляет местами до 80% общей массы осадка, мощность которого достигает 1,5 м.

В отличие от других озерных известковых конкреций они встречаются на глубинах до 90 м, в профундали, со спокойными водами и с сильно расчлененным донным рельефом, с крутыми склонами, которые являются, по данным Г. Д. Афанасьева, возможно, благоприятным условием для образования этого типа известковых конкреций.

Девятая группа — своеобразные «ветвистые» (аналогия «аккыршн»?) конкреции, распространенные в содовых озерах штата Вашингтон (США), описанные Russell (1893). Они, по-видимому, являются родственными известковым стяжениям вокруг корней и стеблей донной растительности.

Кроме этих девяти групп собственно конкреционных известковистых образований, возможно, являются сростками более мелких конкреций: а) многие озерные известковистые и магнезиально-известковые корки на поверхности осадка и различных донных предметов (10-я группа); б) многие формы «конкреционных линз» в осадках озер (11-я группа).

Известковые корки в различных пресных озерах и ручьях описаны в сводке Pica (1933a). Под этим термином подразумеваются генетически и литологически различные образования, одни из которых могут иметь фитогенное происхождение, а другие — являются формой химической садки неконкреционного кальцита. Некоторые из них, по-видимому, являются конкреционными, подобно тому, как это отмечалось выше в отношении известковых корок, отлагающихся ручьями и поверхностными грунтовыми водами. Таковы, например, известковые корки на дне оз. Аннеси в Савойе на глубине 1—6 м, содержащие 31% органического растительного вещества, а также известковые корки в Женевском озере и других озерах Швейцарии, расположенные на разных глубинах, но не глубже 60 м, и образующие ряд своеобразных текстурных и структурных типов. Генезис этих известковых корок во многом родственен генезису псевдодорослевых желваков.

Известковые корки в соленых озерах семиаридной и аридной зон резко отличаются от известковых корок в озерах семигумидной зоны. Например, известковые корки в Каспийском море (Страхов, 1951a; Соловьев, 1951, 1956) и корочки до 1—2 мм в Сакском озере (Овсянников, 1957 и др.). В. Ф. Соловьев дал также таблицу химического состава корок и покрывающего ила (табл. XXXII).

По В. Ф. Соловьеву, известковые корки в Каспийском море имеют толщину от 2—3 мм до 4—5 см и покрывают локальные, но довольно обширные участки на глубинах 2,5—3,25 м. Содержание органического углерода, по-видимому, ничтожно. Растительное вещество, в отличие от озерных корок семигумидной зоны (в пресных озерах) никакого участия в формировании этих корок не принимает. Нижняя поверхность корки — неровная, со сталактитообразными наростами. Под коркой залегает желтовато-серый ракушечно-оолитовый песок, а над коркой — тонкий слой известковистого (более 40% CaCO_3) илистого песка или песчанистого ила.

В основной массе корки нерастворимый остаток составляет около 34%, против 46% в покрывающем корку известковистом песчанистом иле (табл. XXXII). Хомогенные компоненты представлены свободным CaCO_3 (55,8%), с небольшой примесью гипса (1,35%), доломит не отмечен. По сравнению с покрывающим илом в корке несколько концентрируются карбонат кальция и (более значительно) гипс, содержание железа даже уменьшается (всего 0,9% окислов железа против 1,3% во вмещающем иле). Существенные особенности представляет бурая тонкая пленка, сопровождающая известковистую корку с нижней стороны. В ней нерастворимый остаток составляет всего около 8%, свободный CaCO_3 около 31,5%, резко возрастает количество доломита (11,8%), окислов железа (13,9%) и марганца (15,1%), а также незначительно возрастает содержание гипса (1,81). Таким образом, происходит своеобразная совместная диагенетическая концентрация доломита, окислов железа, марганца и (в небольшом размере) гипса на нижнем контакте известковистой корки.

Н. М. Страхов считает эти корки диагенетическими образованиями, а В. Ф. Соловьев (1956) — первично-осадочными, аргументируя это фактом снижения щелочно-хлорного коэффициента придонных вод в местах развития корки. Этот аргумент не представляется нам убедительным, по-

сколько снижение щелочно-хлорного коэффициента может происходить и при садке кальцита из илового раствора, благодаря диффузии иона кальция из наддонной воды в иловый раствор. С другой стороны, сталактитообразные наросты на нижней поверхности корки прямо указывают на ее диагенетическое происхождение. Мы считаем точку зрения Н. М. Страхова более правильной. Но доломито-железисто-марганцовистая пленка, по нашему мнению, образовалась позже основной «коры» за счет диагенетических процессов на контакте известковистой корки с грунтовым раствором подстилающего оолитового песка. Основная же кора является очень раннедиагенетической (наподобие железо-марганцовых корок в озерах) и росла не путем перераспределения уже выпавшего CaCO_3 , как думает Н. М. Страхов, а путем прямой садки CaCO_3 из верхнего слоя грунтового раствора.

Сцементированные кальцитом *крупные конкреционные линзы* озерных осадков (например, своеобразные конкреционные (?) пляжевые и баровые известковистые песчаники) описаны Д. А. Виталем в озерах Кулундинской степи, а Д. Г. Сапожниковым — в оз. Иссык-Куль. Они встречаются, по-видимому, и в других озерах также в пределах семиаридных зон. В основном — это аналоги «пляжевых камней» морских и лагунных побережий, которые будут описаны ниже.

Наконец, можно отметить известковистые плотные или туфовидные глыбы в озерной известковой «гаже», аналогичные отмеченным выше известковым туфам болот и холодных источников и связанные, с другой стороны, переходами с группой туфовидно-желваковатых конкреций. Озерные известковистые туфы этого типа в озерах Швеции и Ленинградской области имеют, вероятно, субсовременное происхождение и связаны с более сухой фазой послеледникового климата.

Перечисленные группы озерных конкреций не охватывают всего их многообразия. Например, отдельные конкреции, описанные Д. А. Виталем, не укладываются в эту классификацию. Некоторые из этих групп объединяют ряд более детально классифицированных Д. А. Виталем групп конкреций и т. д. Поэтому необходимы дальнейшая разработка и уточнение этой классификации.

К озерам «подзоны лиственных лесов» и лесостепи приурочены в основном только первые две и, может быть, частично шестая и седьмая группы. К пресным озерам степной зоны типа оз. Севан приурочен своеобразный комплекс известковых конкреций (седьмая и восьмая группы), причем «кристаллы» связаны с более глубоководной фацией, а на глубинах 3—20 м образуется известковый «песок» из конкреций диаметром 1—3 мм. К солоноватым и соленым озерам сухих степей и полупустынь приурочен комплекс остальных групп (наиболее литологически разнообразных), а также наиболее крупные «корковые» и «пластовые» формы.

Зональной особенностью известковых конкреций озер переходной семигумидной полосы умеренного пояса является небольшая примесь в конкрециеобразователе солей железа, почти полное отсутствие карбоната магния и гипса, значительная примесь растительного органического вещества, относительное однообразие состава и строения, а также отсутствие ячейистых и пузырчатых текстур и структур, свойственных конкрециям других зон.

Зональными особенностями известковых конкреций озер сухих степей и полупустынь являются: 1) значительное и разнообразное присутствие в конкрециеобразователе, кроме кальцита, карбоната магния в форме магнезита или доломита, а иногда гипса, и в ряде случаев парагенезис с магнезиально-известковыми конкрециями; 2) особое развитие губчатых, пористых, пузырчатых, трубчатых и других полостных текстур; 3) структурное, текстурное и морфологическое разнообразие с присутствием ряда своеобразных форм, отсутствующих в других зонах; 4) наличие более крупных форм; 5) отсутствие или слабое развитие крупных правильно эл-

дийсидальных и сферических скорлуповатого строения форм; 6) незначительное содержание органического вещества.

Как указывает Д. А. Виталь, по отношению к конкрециям озер Кулундинской степи, эти конкреции являются более чувствительными индикаторами фациальных обстановок, чем вмещающие их осадки. Например, состав осадков содовых и состав осадков несодовых озер разнятся меньше, чем состав конкреций в этих осадках.

Дополнительные условия образования озерных известковых конкреций внутри благоприятных для этого зон мало выяснены. Н. М. Страхов и Д. А. Виталь проводят параллель между условиями образования известковых конкреций озер Кулундинской степи в степной зоне и железистых озерных конкреций в лесной зоне. В частности, образование и тех, и других связано с выходами грунтовых вод несколько другого состава, чем озерные воды. Остается, однако, неясным, механизм, который определяет образование закономерных и закономерно повторяющихся конкреционных форм. Эти процессы, нам кажется, не следует противопоставлять образованию собственно диагенетических конкреций, так как независимо от того, где происходит рост конкреций — в верхнем слое озерного ила или на его поверхности, он происходит обычно после выпадения озерного ила и является частью общих геохимических процессов в иловых растворах³⁹. Все известковые конкреции в современных озерах в основном надо считать поэтому сингенетическими (в широком смысле этого понятия) и раннедиагенетическими. Специальные наблюдения над скоростью их образования нам неизвестны, но опыты Д. А. Виталья (1950) и наблюдения над толщиной «годовых» слоев в концентрических конкрециях показывают, что они могут быть велики, не уступая или даже превосходя скорости роста конкреций в аллювиальных почвах.

Несомненными дополнительными условиями образования известковых конкреций в озерах являются также: 1) отсутствие или замедленное протекание процесса седиментации; 2) наличие водопроницаемых грунтов и 3) относительная бедность ила растительным органическим веществом. Благоприятными (хотя, может быть, и не обязательными) факторами являются: присутствие растительности, косвенно осаждающей CaCO_3 , в процессах фотосинтеза, более или менее динамический характер среды (но без бурных течений)⁴⁰, а также присутствие пород, богатых солями кальция.

Хемогенная садка известковых илов происходит в озерах семиаридной тропической зоны (например, в оз. Чад и в ряде других), где можно предполагать и образование известковых конкреций. По данным Оуэра (1929 г.) конкреции, аналогичные описанным Маусоном в Южной Австралии, имеются в озерах Юкатана, т. е. в сухих саваннах.

Если сравнить географическое распространение известковых озерных конкреций с другими формами накопления CaCO_3 в озерных осадках (хемогенные, биогенные и кластогенные известковые осадки; аморфные и натечные известковые новообразования), то можно констатировать следующее: 1) известковые озерные осадки вообще имеют более широкое и менее отчетливо закономерное географическое распространение, чем известковые конкреции; 2) хемогенные известковые осадки озер различных ландшафтных зон различаются менее резко, чем известковые конкреции соответствующих типов озер.

³⁹ Однако некоторые конкреции, растущие на каменистых водонепроницаемых грунтах в оз. Иссык-Куль, оз. Севан и других, образуются путем выпадения конкрециеобразователя прямо из наддонных вод, подобно пизолитам и туфам некоторых источников, а также нефтяных вод (Кемп, 1959).

⁴⁰ По Кайндлу (Kindle, 19236, 1932), известковые шары в озерах образуются в мелководных, но более или менее защищенных от размывания и взмучивания участках дна, например, в мелких впадинах донного рельефа.

Для сравнения с собственно современными озерными известковыми конкрециями большой интерес представляют субсовременные четвертичные известковые конкреции в ленточных, по-видимому, озерных глинах (обычно — бескарбонатных); см. табл. XXXIII, XXXIV. К ним относятся так называемые иматровые камни, описанные впервые в районе водопада Иматра и широко распространенные и в ряде других мест Карелии и Ленинградской области (рис. 41). Такие же или близкие образования примерно того же возраста описаны в Финляндии, Швеции, Норвегии, северной части ГДР и ФРГ, Шотландии, США, Канаде под разными названиями (в Швеции, например, «marlekor»). Д. А. Виталь показывал образец известковой четвертичной конкреции, полученной им из Тувинской автономной области, чрезвычайно напоминающий типичные иматровые камни, описанные Парро (Parrot, 1840а, б) и П. Н. Венюковым (1881).

Из литературы об «иматровых камнях» и «marlekor» отметим, в частности, очень содержательную статью П. Н. Венюкова (1881); работы А. И. Дзюб-Литовского (1942), Н. А. Ефимцева (1958), З. В. Тимофеевой (1960) — иматровые камни в четвертичных глинах Северного Кавказа; Эрдманна (Erdmann, 1850); Эренберга (Ehrenberg, 1840); Кайндла (Kindle, 1923а); Лайткари (Laitakari, 1929); Лизеганга (Liesegang, 1912, 1913); Парро (Parrot, 1840а, б, 1847); Сальми (Salmi, 1959); Тарра (Tarr, 1933); докембрийские аналоги иматровых камней описаны в США и Финляндии Петтиджоном (Pettiljohn, 1940); Пузыревским (Pusirewsky, 1862) и др.

Под общим названием «marlekor» шведские и вслед за ними канадские исследователи, по-видимому, объединяют несколько групп конкреций различного возраста и различных литологических типов, как это видно из описаний и разрезов Кайндла (Kindle, 1923а), Эрдманна (Erdmann, 1850) и др. Помимо озерных конкреций, в них имеются и ископаемые почвенные и возможно даже мелководно-морские конкреции. Иногда (Erdmann, 1850) в состав «marlekor» включают даже железистые конкреции. Однако собственно иматровые камни, наиболее детально описанные Парро (1841), Венюковым (1881), Сальми (1959), а также и аналогичные им образования из числа «marlekor» Европы и четвертичных конкреций Северной Америки, бесспорно, являются озерными известковистыми конкрециями. Иногда ошибочно они характеризовались как самостоятельные конкреции, например, конкреции долины р. Коннектикут в США (Sheldon, 1917; Tarr, 1933 и др.); однако сопоставление описаний и фотографий не позволяет сомневаться в их тождестве с «иматровыми камнями» (рис. 42). Тарр (Tarr, 1933) считает, что они образовались в период отступления последнего оледенения (сравни Salmi, 1959). Упоминания об известковых конкрециях в ледниковых глинах долин рек Гудзон и Техас приводятся также Басслером (Bassler, 1936).

Несомненно, к этой же группе относятся известковистые конкреции в четвертичных озерных глинах Канады (Лабрадора, Альберты, Британской Колумбии, Квебека), кратко описанные Кайндлом (1923а) и Брюэ (Bruet, 1942). Кайндл отмечает, что разные группы этих конкреций, отличающиеся по морфологии и составу, приурочены к различным горизонтам четвертичных отложений и являются хорошими их коррелятивами. Какие именно из этих групп достоверно сопоставляются с раннеголоценовыми «иматровыми камнями», по кратким описаниям Кайндла и Брюэ судить трудно. Брюэ отмечает ископаемые известковые конкреции в глинистых осадках мелких озер Обальски и Оджибуэй в провинции Квебек, в 330 км к югу от побережья Гудзонова залива. Одни из них имеют «цилиндрическую» форму, длиной 30 мм и толщиной до 20 мм; а другие, видно, напоминают «иматровые камни» (ср., также некоторые фото у Кайндла, 1923а, б).

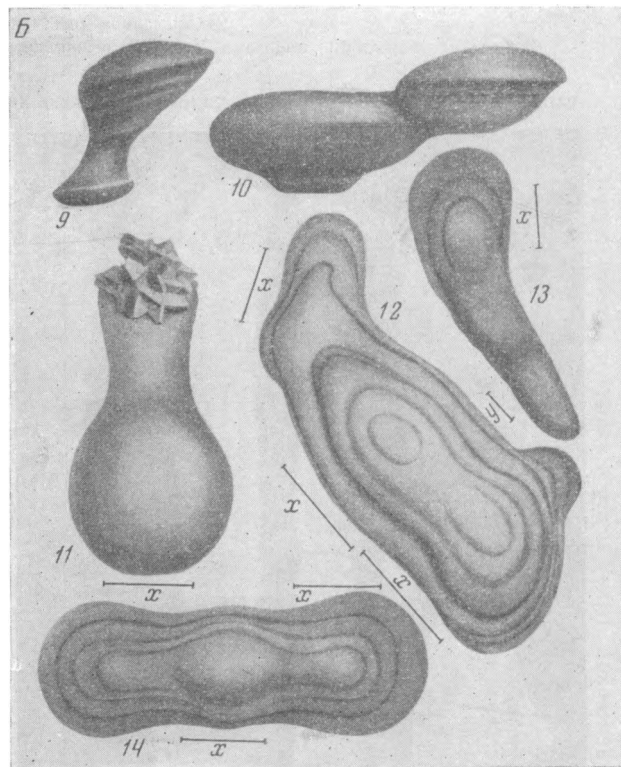
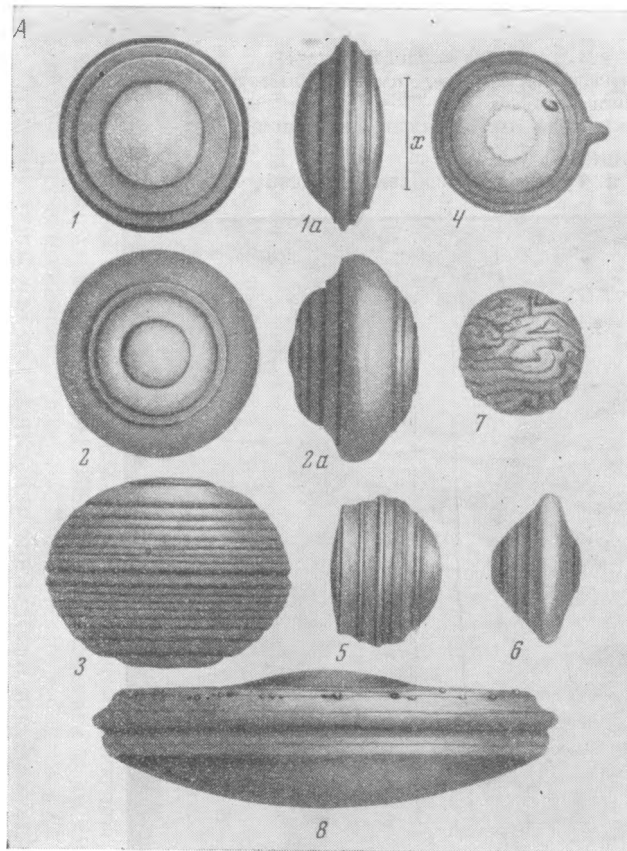


Рис. 41. «Иматровые камни» в ленточных глинах окрестностей Ленинграда (по Pargott, 1840)

А — сферические, дискоидальные, валикообразные и другие «круговые формы»; 1, 2, 4 — вид в плане; 1а, 2а, 3, 5, 6 и 8 — вид сбоку; 7 — сферическая форма, видно концентрическое и горизонтальное слоистое строение;

В — более сложные и менее правильные формы, образовавшиеся путем сращения элементарных круговых форм: 9 — 11 — вид сбоку;

12—14 — вид в плане, длина линии x и y показывает толщину конкреций в соответствующих местах

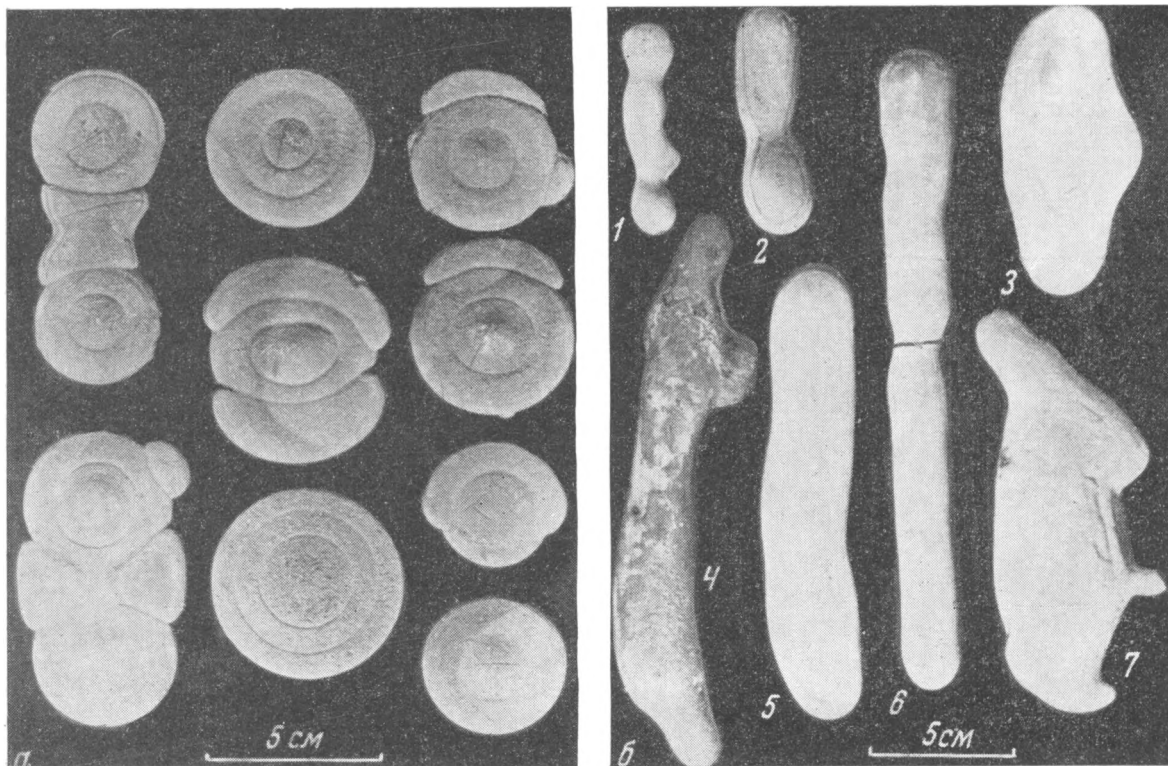


Рис. 42. Аналог «иматровых камней» в ленточных озерных глинах Северо-Востока США — свита чэмплейн (по Тагг, 1935)

а — наиболее типичные для всей свиты концентрически-дискоидальные формы и некоторые простейшие типы их сростков, вид в плане (Гартфорд, штат Коннектикут);
б — видоизмененные формы; 1—3 — эллипсоидальные; 4—6 — лезвиеподобные; 7 — видоизмененные эллипсоидальные (1, 2, 6 — из штата Вермонт; 3, 4, 5 — из штата Массачусетс; 7 — из штата Коннектикут)

Морфологическая правильность и своеобразие иматровых камней привлекали к ним внимание еще шведских минералогов XVII в.

Иматровые камни Европы представляют собой (см. табл. XIII, XIV) мергелистые конкреции, содержащие 61—39% CaCO_3 (в среднем около 50%) и растворимые в соляной кислоте полутвердые окислы (главным образом Fe_2O_3). Аналогичные конкреции США содержат 35—56% CaCO_3 — в среднем около 50% и 3—6% Fe_2O_3 . Таким образом, видно, что химический состав отличается постоянством, хотя сильно варьирует в пределах одного местонахождения. Центральные части конкреций содержат несколько больше CaCO_3 , чем периферийные (Erdmann, 1850). Конкрециеобразователь — в основном кальцит, иногда с очень незначительной примесью карбоната марганца (и железа?), а также магнезия (до 0,33%), гидроокислов железа, закисно-железистых силикатов и фосфата. В детально изученных Сальми (Salmi, 1959) типичных образцах из района оз. Коннивес (Финляндия) содержится 39,44—61,43% карбоната кальция и ничтожная (не больше 0,5%) примесь карбоната марганца или железа. Железа окисного и закисного меньше, чем во вмещающей глине, но отношение закисного железа к окисному резко увеличено; содержание MnO (0,86—1,06%) в 7—11 раз больше, чем во вмещающей глине; несколько концентрируются в конкрециях также фосфор, сульфатная сера (см. табл. XXXIV).

Морфологически (см. рис. 41, 42) это довольно разнообразные, с закономерно повторяющимися вариациями, уплощенно-овальные дискоидальные, реже — субсферические формы; встречаются также кольцеобразные и лезвиеобразные (или клинообразные, с округленными краями). Отдельные конкреции образуют конкреционные сростки, также закономерно повторяющихся и варьирующих типов (простейший тип — в виде «лемнишкат» или «очков»). Структура конкрециеобразователя в основном микрозернистая. Текстура большей частью горизонтальнослоистая, отвечающая текстуре вмещающих пород (это обстоятельство часто приводится как доказательство их эпигенетического происхождения, что, с нашей точки зрения, неубедительно). Травление кислотой обнаруживает своеобразную ячеистую текстуру. Кроме того, имеются признаки призматического строения. Поверхности обычно гладкие или шагреневые. Размер — обычно до нескольких сантиметров, иногда до 10—20, изредка — до 32 см в диаметре. Эти конкреции залегают депочками соответственно слоистости вмещающих алевролитистых лепточных глин, причем приурочены они в основном к тонкозернисто-песчаным или алевролитовым прослоям. Конкрекции связаны постепенными переходами с более неправильными формами.

Из современных озерных конкреций иматровые камни наиболее близки к конкрециям озер «переходной зоны» между лесом и степью, однако отчетливо отличаются по деталям вещественного состава (большее содержание силикатного материала, примесь, иногда, MnCO_3) и особенно по морфологии, текстуре и структуре, а также по текстуре вмещающих осадков.

Физико-географические и геохимические условия образования этих конкреций, к сожалению, очень слабо выяснены. Имеющийся материал указывает на образование их в условиях климата конца отступления ледника, т. е. прохладно умеренного, но континентального, с резко выраженными сухими и теплыми сезонами; в этом отношении климат был, бесспорно, схож с современным степным или полустепным климатом («дриасовая» «субарктическая степь?»). Конкрекции являются не эпигенетическими (как неправильно считает большинство исследователей), а диagenетическими. Они возникли в мелководных фациях, в условиях приноса в озера вод более холодных и более богатых растворенным и взвешенным CaCO_3 . Кальцит осаждался из более теплых озерных иловых вод в периоды наиболее сухих и теплых сезонов. Соображения о происхождении морфологических типов конкреций и конкреционных сростков высказаны в вышеназванных работах П. Н. Венюкова, Лизеганга и др. Здесь мы не будем на них останавливаться.

Отметим лишь, что эти конкреции могли (как и собственно современные озерные конкреции) образоваться лишь в еще не затвердевших илах при наличии перерывов в седиментации в верхнем слое ила.

Географическое распространение иматровых камней приурочено к вполне определенной зоне четвертичных отложений. В период образования иматровых камней физико-географические условия не совпадали с условиями ни одной из современных ландшафтных зон, но сочетали некото-

рые признаки современных зон лесотундры, лиственных лесов, лесостепи и степи. Они резко отличались от условий современной лесной зоны, на территории которой найдены иматровые камни.

Железисто-известковистые озерные конкреции

Своеобразные известковистые конкреции со значительной примесью аутигенного железа описаны Брюэ (Bruet, 1942) в очень мелководном озере Фьедмонт (Fiedmont) в Канаде. Климат здесь суровый, континентальный. Семь месяцев в году — зима с морозами до 50° , во время которых озеро полностью промерзает, но лето — теплое, даже жаркое. Пологие берега озера сложены ледниковыми глинами с примесью дисперсного кальцита и многочисленными конкрециями группы, видимо, иматровых камней. Берега озера — очень пологие, поросшие хвойным лесом. Во время бурь обнажается твердое дно озера и размываются береговые глины, с образованием длительно неосаждающейся суспензии и скоплением обломков древесины. Некоторые обломки древесины, разрушаясь, замещаются и обрастают выпадающими из суспензий обломочными частицами и лимонитом; образуются ядра ожелезненной древесины. Состав одного из таких ядер: свободный кремнезем — 73%, глинозем — 2—3%, железо — 14%, окись кальция — 0,25%, окись магния — 1,15%. Ядра окатываются волнами и обрастают панцирем из обломочных частиц, сцементированных кальцитом. Выпадение кальцита происходит в сухие теплые летние сезоны, по-видимому, прямо из наддонной воды, в фазы взмучивания и прогрева.

Состав конкреций «окончательного» типа: кремнезем 58—59%, глинозем — 1%, железо — 1,3%, CaCO_3 —33%, окись магния — 0,7%.

Поскольку конкреции растут летом и прекращают рост зимой, то создаются концентрические формы. Правильная геометрическая форма, по Брюэ, образуется вращением конкреций во время волнений при ветре. В спокойные периоды конкреции обнажаются из-под воды и подсыхают. Формы этих конкреций цилиндрические, длиной 50—100 мм и толщиной 25—40 мм или плоские, с концентрическими зонами. Эти формы, как видно на рисунках, напоминают иматровые камни, с которыми, однако, Брюэ их не сопоставляет. Можно проследить все стадии роста конкреций из «эмбриональных» округленных фрагментов древесины, сначала лимонитизирующихся, а затем обрастающих светло-желтым панцирем из обломочных зерен, сцементированных кальцитом. В наиболее поздней стадии лимонитовое ядро в центре становится полым, с вторичным обломочным материалом (в полости); по периферии образуется слой кристаллического кальцита, который может проникать в центр.

Мелкие конкреции во время волнений легко вращаются как волчки. В некоторых конкрециях хорошо обособлены и лимонитовые ядра и известковистые наружные концентры. Иногда конкреции образуются на гальках аргиллита или в зоне скопления древесины. Это препятствует нормальному симметричному росту — образуются вытянутые и другие формы.

Брюэ, видимо, преувеличивает роль механического вращения при формировании конкреционных тел. Правильные концентры нарастания могут создаваться и диффузионным путем, как и при образовании иматровых камней, поскольку частички кальцита из суспензии, несомненно, растворялись в холодных водах, богатых CO_2 , а затем в теплые и сухие фазы осаждались, цементируя обломочные частицы. Этот цемент закреплялся в «фазы подсыхания». Существенно, что рост этих конкреций происходит целиком в конседиментационную стадию. «Пояса» (cordons) конкреций формируются на обнажениях глин из озерных глинистых суспензий, обогащенных CaCO_3 .

Известковистые конкреции в морях

Основные данные (с некоторыми пробелами) по этому вопросу сведены и проанализированы в работе Н. М. Страхова (1951а); существенный материал имеется в ряде отдельных сводных и регионально-описательных работ.

Из них в частности отметим: Е. М. Емельянов (1961); В. П. Зенкевич (1962); М. В. Кленова (1948); Е. Н. Невеский (1949); Н. М. Страхов (1951а); Андрю (Andr e, 1920), Авиа (Avias, 1953, 1956); Бартрум (Bartrum, 1916); Браннер (Branner, 1905); Эмери (Emery, 1960); Финлей и Бенсон (Finlay a. Benson, 1950); Фримэн (Freeman, 1962); Фухс (Fuchs, 1900); Гинзбург (Ginsburg, 1953); Керт (K rt, 1916); Морган и Тредвел (Morgan a. Treadwell, 1954); Мэррей и Ренар (Murray a. Renard, 1891); Онорате (Onorate, 1926); Оттманн (Ottmann, 1960); Пэнтин (Pantin, 1958); Филиппи (Philippi, 1907); Ривьер, Верн  (Riviere, Vernhet, 1959); Руснак (Rusnak, 1960); ван Страатен (Straaten van, 1957); Уоринг (Waring, 1917).

Распространение известковистых конкреций в морях схематически показано на рис. 1, 3.

Находки морских известковистых конкреций относительно малочисленны. По количеству экземпляров и разнообразию форм они уступают количеству и разнообразию известковистых конкреций в почвах и континентальных водоемах.

Все морские известковистые конкреции найдены в теплых тропических или субтропических морях, причем в субтропических чаще, чем в тропических. Наиболее широко распространены известковистые микроконкреции — оолиты. Скоплениями таких оолитов покрыты большие площади в прибрежных фациях и наиболее мелководных банках современных теплых морей (например, Багамской банки), заливов, лагун и морей-озер.

Не конкреционные, но близкие к ним (инкреционные, по классификации Тодда) образования по трубкам червей отмечены иногда в прибрежных фациях морей умеренного пояса, например, известковистые трубки до нескольких миллиметров толщиной в ваттовых фациях южного берега Северного моря. Здесь одновременно встречаются и железистые образования, подобно тому как это наблюдается в почвах суши, примыкающей к южному берегу Северного моря. Настоящие известковые конкреции найдены в литоральных и sublиторальных фациях теплых морей у берегов Новой Зеландии, в Средиземном море, вблизи Дар-эс-Салама (Керт сопоставляет эти конкреции с известковыми конкрециями «канкар» в «регурах» Индии). Все это — довольно мелкие образования, обычно не больше нескольких сантиметров в диаметре.

Известковые конкреции у берегов Новой Зеландии, в гавани Окленд являются типичными. Эти конкреции описаны Бартрумом (Bartrum, 1916). Они залегают на глубине 8,5—10,5 м ниже уровня высокого стояния воды, в узкой подводной ложбине или проливе с крутыми стенками, которые сложены древними песчаниками и края которых подняты под дном ложбины на 7—9 м. Конкреции были найдены при драгировании ила, занимавшего ложбину и покрывавшего соседнюю скалистую платформу. Известковые конкреции, очевидно, залежали в этом иле.

Конкреции представляют собой неправильные, большей частью вытянутые желваки (рис. 43), длиной от 1,2 до 15 см, субцилиндрической, сучковатой формы, образование которых, видимо, связано с разложившимися обрывками стеблей растений.

Сложены конкреции в основном микрозернистым карбонатом (около 70%; точного анализа Бартрум не приводит), в котором рассеяны малочисленные угловатые зерна обломочного кварца, небольшое количество глауконита, мелкие обрывки частично карбонатизированной древесины и значительное количество остатков современных или недавних организмов — диатомей, немного фораминифер, мелких крабов, моллюсков. Некоторые из этих остатков нередко становятся ядрами конкреций (см. рис. 43).

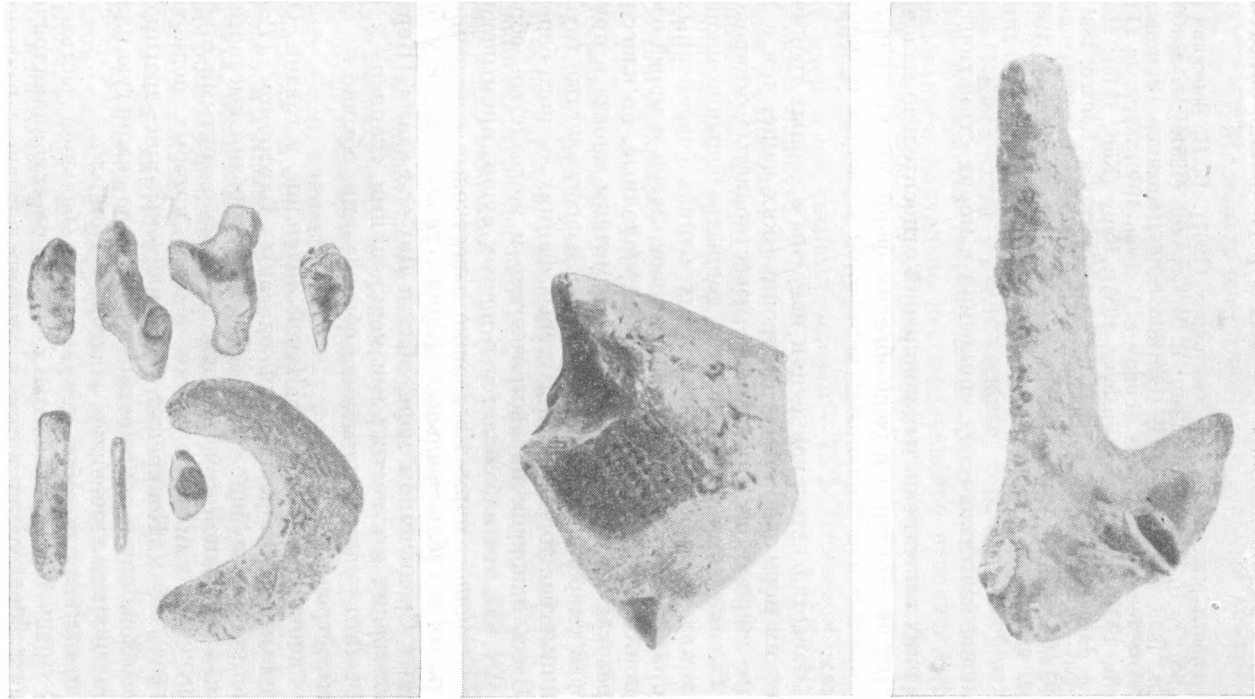


Рис. 43. Мелководно-морские известковистые конкреции из гавани Окленд (Новая Зеландия). Незначительное уменьшение; с глубины 8,5—10,6 м (по Vargum, 1917). Видны остатки современных организмов (моллюски, мелкие крабы и др.); многие — совершенно свежие и невыщелоченные (посредине)

Сложные и концентрические текстуры не обнаружены. Многие обломки древесины не обуглены, а раковины сохраняют цельность створок и даже естественный цвет. Это указывает, как правильно пишет Бартрум, на очень недавнее образование конкреций. Бартрум считает их седиментационными образованиями, которые формировались путем выпадения CaCO_3 прямо из придонной воды. Однако эта садка скорее происходила уже из плового раствора, на что указывает явление частичного замещения карбонатом древесины. Можно считать эти конкреции раннедиагенетическими. Другой пример — известковистые конкреции в бухте (лагуне) около Сиднея, описанные Финлеем и Бенсоном (Finlay a. Benson, 1950).

По Авиа (Avias, 1956), в длинной лагуне, окаймляющей о-в Новая Каледония, в мангровой зоне, в голубовато-черном иле, богатом органическим веществом, залегают известковистые конкреции до нескольких сантиметров диаметром, неправильной или причудливой формы, с остатками современных пляжевых организмов. Нередко внутри желваков этих конкреций встречаются малоизмененные остатки краба или древесины. В барьерном рифе (баре) на пляже имеются ризоконкреции из сцементированного кораллового песка. Вокруг осколков бутылок, брошенных американскими солдатами, в 1942—1946 гг. в течение нескольких лет образовались известковистые и железистые конкреции.

Пантин (Pantin, 1958) описал известковистую конкрецию размером $38 \times 35 \times 25$ см уже в открытом шельфе, у побережий Новой Зеландии в 18 км от мыса Кэмпбелл, на глубине около 130 м. Это глинисто-известковистая конкреция с многочисленными раковинами пелеципод и гастропод. Поверхность ее выветрелая, со следами сверлящих организмов, очень пористая. Форма — неправильно-желваковатая, комковатая. Около 50% веса составляет CaCO_3 , остальное — обломочные частицы. Возраст раковин внутри конкреции (определен радиоуглеродным методом) — $19500 \pm \pm 1000$ лет, а окружающего их вещества 7500 ± 3000 лет.

В прибрежных песках — пляжах и барах встречаются и крупные линзы известковой цементации, по ряду признаков имеющие конкреционное происхождение. Таквы, например, известково-песчаные валы, прослеживающиеся на протяжении более 1500 км у побережья Бразилии от 3 до 15° ю. ш. (рис. 44; Branner, 1905; Waring, 1917). Они приурочены к баровым или пляжевым пескам и представляют собой гигантские песчано-известковистые пластообразные тела мощностью 2—4 м, которые по некоторым признакам возникли путем срастания субваллоидных стяжений. На их поверхности, кроме того, развиты клубкообразные известковые стяжения, связанные с обызвествлением трубок червей и остатков других организмов. Возникновение этих конкреционных линз связано с контактом вод различной солености в береговых валах или барах, отделяющих открытое море от полосы, в которую приносятся речные воды с примыкающей суши. Речные и лагунные воды инфильтруются в баровые пески; в дождливые сезоны они недонасыщены кальцием и растворяют много известковистого материала (раковин и др.), а в засушливые сезоны «баровые» или «субпляжевые» воды осаждают CaCO_3 , благодаря нагреванию или благодаря контакту лагунных, менее щелочных, но содержащих бикарбонаты, вод с морскими. Климат примыкающей суши в основном сходен с климатом сухих саванн с переходами в прибрежной полосе к климату периодически влажных тропических лесов.

Аналогичные или близкие по происхождению участки известковой цементации, конкреционный характер которых, однако, еще не установлен, известны в различных прибрежных валах, затопляемых прибрежных дюнах, косах и барах побережья Африки, Малой Азии, Индии, островов Средиземного моря, Черного моря, Мексиканского залива и других районов с резко выраженными сухими и жаркими климатическими сезонами. Для образования крупных конкреций или участков цементации необходи-

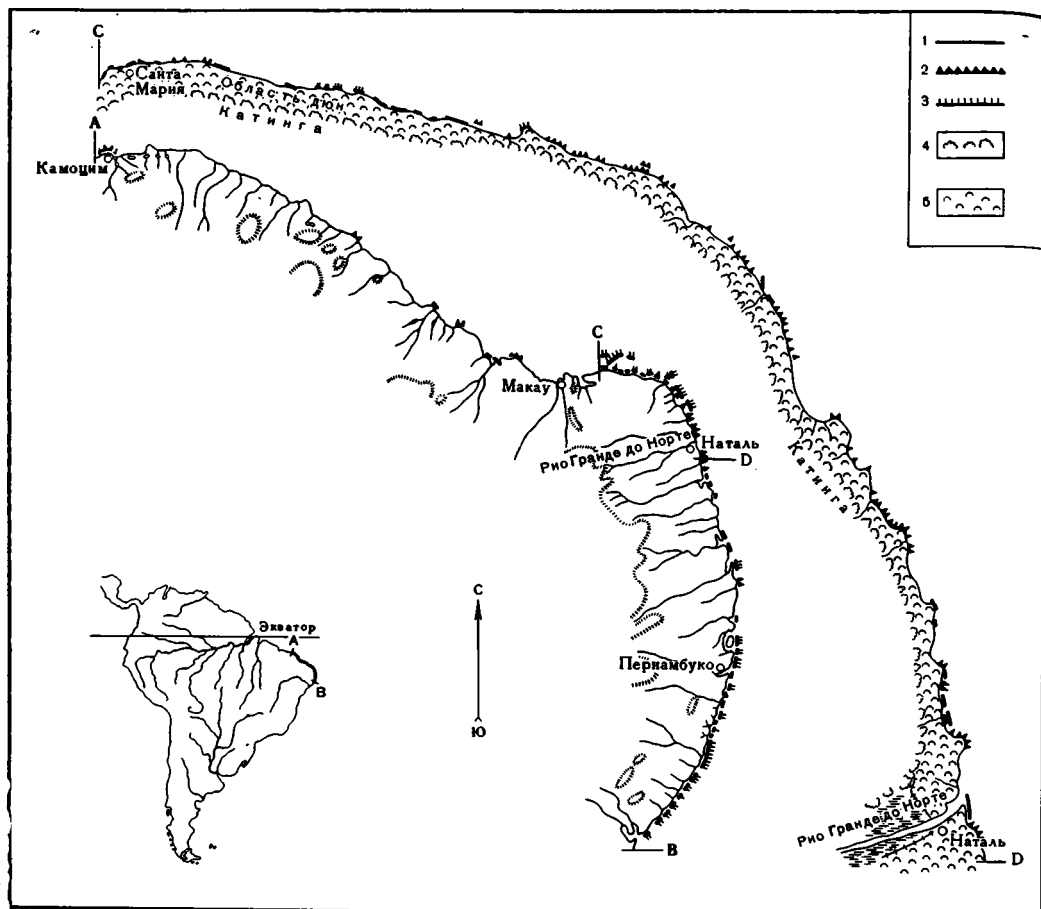


Рис. 44. Схематическая карта северо-восточного побережья Бразилии (по Waring, 1917)

1 — известново-песчаные рифы (бары); 2 — железисто-песчаные рифы (бары); 3 — коралловые рифы; 4 — катинга; 5 — область дюн

мо, по-видимому, наличие не только этих сезонов, но и принос жестких пресных вод реками или грунтовыми водами. Кроме того, необходим такой тип рельефа, который позволял бы осуществлять постоянное взаимодействие пресных и морских вод [см. сводки и статьи Зенкевича, 1962; Невеского, 1949; Андре (Andree, 1920); Гинзбурга (Ginsburg, 1953); Моргана и Тредвелла (Morgau, Treadwell, 1950); Страатена (Straaten, 1955, 1957); и др.].

На побережье Красного моря, в Суэцком заливе, а также на Багамской банке и Флоридском подводном плато в мелких, хорошо прогреваемых водах происходит садка хемогенного арагонита, частично в форме оолитов, образование которых в Красном море еще Вальтер (Walter, 1915) связывал с жарким аридным климатом. Как показал Воган (Voghan, 1914, 1915), эти оолиты могут иметь (а в Багамской банке, вероятно, имеют) в основном раннедиагенетическое происхождение. Размер их обычно не превышает 1 мм. Их состав — см. табл. XXXV.

Широко распространено образование известковистых (главным образом арагонитовых) оолитов в прибрежных лагунах в условиях теплого и жаркого семиаридного и семигумидного климата, например, в лагунах западного побережья Мексиканского залива (штат Техас и др.), а также южного побережья Франции.

Оолиты представлены двумя основными типами: 1) конседиментационными «волновыми», с характерными симметричными формами, растущими непосредственно в наддонной воде, в открытой береговой зоне, в подвижных, сильно прогреваемых, перенасыщенных карбонатами водах; 2) «тиховодными», растущими в самом верхнем слое ила или на его поверхности, в мелководных, хорошо прогреваемых участках лагун, особенно там, где много зарослей водной растительности, осуществляющей интенсивный фотосинтез. Эти оолиты могут постепенно вверх по подводному склону переходить в пляжевые или баровые оолиты. От волновых оолитов «тиховодные» отличаются отсутствием полированных поверхностей, высокой степенью асимметрии. Обычный диаметр оолитов — меньше 1 мм, но бывают и более крупные сростки.

При более замедленном процессе образования карбонатов формируются радиально-лучистые кристаллы.

Известковые оолиты иногда образуются в некоторых прибрежных фациях тропического пояса мирового океана, например у о-ва Таити.

Наряду с мелкими известковыми оолитами, в мелководных фациях того же типа формируются и макроскопические конкреции.

На отмелях около Бермудских островов, на глубине 8—10 м, обнаружено большое число субсферических известковистых желваков весом от 118 до 940 г. В расколе периферийная часть конкреций имеет концентрическое и ячеистое строение и содержит обломки кораллов и мшанок, а также известковистые водоросли. Внутренняя часть конкреций более компактна и включает остатки раковин гастропод и других моллюсков; эта часть содержит 88% CaCO_3 и 4,98% MgCO_3 , а также ничтожное количество карбонатов железа и марганца, органического вещества и тонкого кластического материала. В наружной части содержание карбоната магния достигает 10,7%, возможно, за счет увеличения количества обломков водорослей и мшанок, скелеты которых в этих водах сравнительно богаты магнием (Страхов, 1951а).

В том же районе на банке Челленджер, к юго-западу от Бермудских островов, на глубинах 30—40 м, встречаются округлые известковые гальки (pebbles), которые, по мнению некоторых исследователей, являются известково-водорослевыми образованиями, обработанными с поверхности последующим перекачиванием их по дну. В них также имеется повышенная примесь карбоната магния (5—11%), особенно в периферийной части. Мы согласны с тем, что и эти известково-водорослевые образования на деле являются конкрециями. Точно такими же конкрециями могут быть и «известково-водорослевые» стяжения в Неаполитанском заливе (см. Brognart, 1829, а также Andree, 1920 и др.), и комки известковых водорослей в прибрежных лагунах Нижней Калифорнии, а также другие подобные образования, распространенные в той же климатической зоне морской литорали и сублиторали. Не исключено, что конкреционный характер имеют и некоторые скопления известковых трубок червей, типа «cadoules», в лагуне Лионского залива.

На банке Сена около о-ва Мадейра (Канарские острова), на глубине 146 м, согласно Филиппи (Philippi, 1907), обнаружены в известковом песке доломито-известковистые (с резким преобладанием кальцита над доломитом) конкреции неправильной формы, весом до 2,1 кг. Эти конкреции имеют желтоватый цвет, в центральной части они пористые, но плотные, а с поверхности — дырчатые. Доломитизация шла от периферии к центру и, видимо, являлась более позднедиагенетической. Содержание карбоната магния в периферийной зоне достигает 18%, в центральной части оно гораздо меньше. На кальцит приходится 80%; есть примесь фосфата кальция (4,4%). Конкреции — субсовременные (так как состав содержащихся в них остатков фауны отличен от состава биоценоза окружающего осадка), но не древнее плейстоцена. Образование конкреций, если судить по фауне, происходило в более мелководном бассейне, чем существующий в настоящее время.

Известковистые конкреции до нескольких сантиметров в диаметре установлены в ряде мест шельфовой зоны, расположенной к северу от Австралии (Murray a. Renard, 1891).

Кроме собственно конкреций, микроконкреций и конкреционных линз, в прибрежных и мелководных фациях теплых морей широко распространены и различные известковистые корки, которые, как и корки в континентальных фациях, имеют различное происхождение, не исключаяющее и конкреционное.

Из них отметим так называемые пелагозиты, встречающиеся на побережье Адриатического и Тирренского морей, а также вблизи островов Сре-

диземного моря и островов тропического пояса Индийского и Атлантического океанов. Наиболее детально они изучены в Адриатическом и Тирренском морях (Pia, 1933, по Onorate, 1926 и др.). Пелагозиты образуются здесь только в зоне заплескивания волн (и никогда — под постоянным водным покровом), на твердом субстрате (скалах и камнях). Они имеют разнообразные формы в том числе и гроздевидные. Корки иногда переходят в мелкие «пуговицеобразные» образования, радиально-лучистого и концентрического строения. Химический состав одной такой корки, для которого характерно наличие карбоната стронция (особенность, отсутствующая у корок континентальных водоемов), приведен в табл. XXXV.

Некоторые авторы считают эти корки фитогенными, другие — хемогенными образованиями (что, вероятно, более правильно для большинства случаев). Онорато (Onorate, 1926) определяет их как «агрегаты кристаллического волокнистого арагонита» с примесью неорганических солей (карбонатов магния и стронция, сульфата кальция) и остатков органического вещества водорослей, биохимическое действие которых этот автор считает главным фактором образования пелагозитов.

Можно согласиться, что присутствие растительного вещества способствовало осаждению CaCO_3 , но форма и строение пелагозитов, вероятно, совершенно не зависят от водорослей.

Широко распространены в теплых морях также настоящие биоморфные образования конкрециеподобного облика (например, строматолиты).

В тех же климатических зонах встречаются изредка известковистые конкреции и в более глубоких участках моря.

В юго-восточной части Средиземного моря, на глубине 2392 м, найдены червеобразные, как бы обвитые тонкими нитями, известковые цилиндрические конкреции (?). Южнее о-ва Крита и в некоторых местах Эгейского моря, на глубинах от 327 до 3310 м, встречены твердые известковые корки, напоминающие известковые корки подводного плато Пурталес у берегов Флориды. Эти корки, по Фуксу (Fuchs, 1900) и Наттереру (см. Andree, 1920), представлены или плоскими плотными формами до 4 см толщиной и 40—50 см длиной, или шлакообразными формами из неправильно переплетенных извилистых трубок. Возможно, что эти образования имеют конкреционное происхождение. С поверхности они более твердые, а к низу переходят в рыхлый известняковый ил. Фукс считает их проявлением «вторичной» цементации и называет «конкреционными пластинками».

По Е. М. Емельянову (1961), в той же восточной части Средиземного моря, в коричневатых глинистых илах в нескольких местах встречены глинисто-известковистые стяжения диаметром 1—20 мм, кавернозные, неправильной формы.

В Красном море в глубоких местах встречены твердые известковистые корки, несколько доломитизированные, с содержанием Fe_2O_3 до 21% (?).

В глубоководных океанических известковых илах, например, в глобигериновом иле южной части Тихого океана, а также в Атлантическом океане (Murray, Renard; Andree⁴¹) встречены мелкие известковистые конкреции, большей частью связанные с трубками червей.

В австрало-азиатских морях (море Банда, море Гальмагейре и др.) на различных глубинах найдены то крепкие, то более рыхлые неправильные и субцилиндрические известковистые конкреции (Andree, 1920). Например, на глубине 827 м встречены конкреции совершенно неправильной формы, крепкие, из цементированного глобигеринового ила. Другие залегают в голубом иле и состоят из желто-белого, почти чистого CaCO_3 , они образовались главным образом за счет сцементированных раковин фораминифер и кокколитов, с небольшой примесью глины, отдельных зерен глауконита и кварца. Несколько находок в очень мелководном шельфе к северу от Австралии сделано экспедицией на «Челленджер».

⁴¹ Между Бермудскими и Азорскими островами с глубины 3000 м были подняты светлые конкреции, состоящие из CaCO_3 с примесью «обломочных силикатов», с ходами червей, частично заполненных гидроксидами марганца (Buchanan, 1892).

В общем, современные морские известковистые конкреции — обычно мелкие, не больше нескольких сантиметров в диаметре. Некоторые из них связаны постепенными переходами с биоморфными образованиями (известковые трубки червей, известковые водоросли и др.); в связи с этим (?) относительно часто встречаются своеобразные цилиндрические и ячеистые формы. Другие — концентрически-скорлуповатые, округлой формы — редко достигают макроскопических размеров. Конкреции, приуроченные к наиболее теплым водам, имеют иногда примесь карбоната магния в форме доломита, причем доломит — вторичный, или биогенный.

Сравнивая закономерности распространения морских известковистых конкреций с общими закономерностями распространения известковых илов в современных морях, рассмотренных в работах Н. М. Страхова (1951а, 1960), можно констатировать, что:

1. Известковистые конкреции связаны с более узкой географической зоной, чем известковые морские осадки вообще; распространение известковистых конкреций аналогично распространению хемогенных известковых илов и отличается от распространения биогенных известковых илов и «обломочного» известкового материала.

2. Большая часть находок относится к мелководным (на глубине меньше 200 м), фациям, но есть исключения; некоторые более глубоководные известковистые конкреции являются, по-видимому, реликтовыми; различия между глубоководными и мелководными конкрециями точно не установлены.

3. Все мелководные известковистые конкреции приурочены только к субтропической и тропической зонам мирового океана; глубоководные же — к внутренним, хорошо прогреваемым морям той же зоны. В отличие от озерных и лагунных конкреций, морские известковистые конкреции могут возникать и в условиях влажного, но жаркого климата.

4. Морские известковистые конкреции в основном являются раннедиагенетическими образованиями.

4 Общие замечания о распространении современных известковистых конкреций

Как видно из сказанного, основная масса современных известковистых конкреций приурочена к континентальным фациям, а среди них — к почвам. Распространение их подчиняется ландшафтно-географической зональности. Эти конкреции приурочены к зонам с резко выраженным чередованием сухих и влажных сезонов и (за исключением псевдководорослевых желваков и морских конкреций) с преобладанием сухих сезонов над влажными. Внутри климатически благоприятных зон для образования известковистых конкреций необходим еще ряд дополнительных геолого-геохимических факторов.

Конкреции различных фациальных обстановок (почв, источников, озер и морей) резко различаются между собой. Каждый литологический тип известковистых конкреций «маркирует» и генетический тип фациальной обстановки, и определенную ландшафтно-географическую зону, и некоторый дополнительный комплекс условий физико-географической среды внутри этой зоны.

Магнезиально-известковистые и доломито-известковистые конкреции образуются в более узких зонах, чем известковистые конкреции вообще, а именно — в наиболее аридных и жарких областях внутри общего ареала известковистых конкреций.

Географическое распространение известковистых конкреций в общем отличается от распространения железистых конкреций, но имеются переходные зоны, где образуются и те и другие, хотя и в разных фациях.

Примесь карбоната магнезия характеризует многие группы известковистых конкреций, что было нами отмечено при их описании. За условную границу для выделения особой группы магнезиально-известковистых конкреций мы принимаем содержание карбоната магнезия, которое составляет не менее 15% и не более 45% (весовых) общего количества карбонатов в конкреции. Эти границы соответствуют наблюдающимся в природе границам колебания химического состава магнезиально-известковистых конкреций, отличающихся по географическому распространению и другим литологическим признакам от описанных выше известковистых конкреций. Пример химического состава их (по Виталю, 1950, стр. 34, 61): $MgCO_3$ —16,11—41,16%; $CaCO_3$ —58,84—70,53%; $CaSO_4$ —0,29—1,24%.

Магнезито-известковистые конкреции открыты и изучены пока только в несодоженных щелочных озерах Кулундинской степи (Виталь, 1950), но можно предполагать, что значительная часть «известковых конкреций» в других озерах сходных ландшафтно-климатических областей также относится к магнезито-известковистым.

Эти конкреции детально изучены на примере конкреций оз. Малинового (Виталь, 1950). Здесь они залегают в белом песчанистом иле, богатом карбонатами кальция, магнезия и гипсом. По характеру залегания (см. рис. 38, 39), размерам и общим особенностям формы и текстуры они имеют много общего с туфовидно-желваковатыми известковистыми конкрециями и отчасти с черепковыми конкрециями озер Кулундинской степи. В частности, они имеют такую же пористую и губчатую мелкополостную текстуру, с натечными образованиями внутри полостей.

Характерно также большое разнообразие структур в пределах одних и тех же образцов.

Среди магнезито-известковистых конкреций выделяются две основные группы. Первая группа соответствует подгруппе собственно желваковатых конкреций группы туфовидно-желваковатых известковистых конкреций и отличается от них, кроме вещественного состава, широким развитием оолитовых, пизолитовых и близких к ним концентрически-крупстификационных структур. Оолиты, в свою очередь, отличаются от обычных известковистых оолитов менее правильной формой концентров. Они образуются, несомненно, диагенетически, в неподвижной или мало подвижной среде. Пизолиты имеют более крупные размеры (от 2 мм до нескольких сантиметров в диаметре) и в ядре нередко содержат оолиты. Концентры оолитов и пизолитов сложены кальцитом, магнезитом и иногда также гипсом. Преобладает кальцит, часто встречаются чисто известковистые оолиты. Поверхности пизолитовых оболочек округло-бугристые.

Д. А. Виталь (1950), помимо оолитовой и пизолитовой, выделяет еще пелитоморфные и песчаниковые структуры. Однако в любой конкреции этой группы обычно имеется хотя бы небольшое количество концентрически построенных телец, и разные структурные типы дают сложные сочетания в пределах одних и тех же конкреционных тел.

Распределение магнезита в конкрециях неравномерно. Магнезит — очень мелкозернистый, и, кроме него, возможно присутствие в небольших количествах доломита.

Содержание обломочного материала весьма разнообразно: нерастворимый в соляной кислоте остаток составляет в различных конкрециях от 5,38 до 52,48%.

Все конкреции покрыты концентрически-слоистой более плотной коркой (от доли миллиметра до нескольких сантиметров толщиной). В полостях внутри конкреции широко развиты выделения более крупного кристаллического кальцита. Корки, покрывая внутренние полости в конкрециях, содержат меньше обломочного материала, чем сами конкреции (0,88%).

Вторая группа — «черепковые», т. е. волнисто-изогнуто-плитчатые и другие субплитчатые конкреции. Они имеют меньшие размеры, чем конкреции предыдущей группы (толщина не превышает нескольких сантиметров). Частично они являются просто обломками корок конкреций первой группы, т. е. механическим, а не конкреционным образованием, а частично — корочками, нарастающими непосредственно на поверхности грунта, аналогично собственно известковым озерным коркам. Толщина их обычно не больше 1 см, края часто загнуты, как бы подвернуты. От корок желваковатых конкреций «черепковые» отличаются значительным содержанием обломочного материала, а от материала самих желваковатых конкреций, — меньшим размером

пор. Карбонат в них цементирует песчинки, заполняя поры и частично образуя кристаллические и оолитоподобные структуры.

Можно ожидать, что магнезито-известковистые конкреции связаны только с сухими степями и полупустынями.

× ИЗВЕСТКОВО-МАГНЕЗИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ

Конкрециями, по-видимому, являются белые, иногда серые желваки, величиной с орех или яблоко, сложенные так называемой съедобной «глиной из Гивеха». Они образуют залежи и гнезда в солончаках полупустынной степи провинции Керманшах в Южном Иране. «Глина из Гивеха» используется при изготовлении теста и применяется как лекарство (Кротов, 1924а).

Состав этой «глины»: CO_2 — 45,723%; Cl — 2,147; SO_3 — 0,165; MgO — 32,729; CaO — 13,235; Na (связанный с Cl) — 1,395; Na_2O — 0,478; Fe_2O_3 — 0,092; Al_2O_3 — 0,277; SiO_2 — 0,765; H_2O связанная — 1,558; H_2O гигроскопическая — 1,422 (сумма = 100%); по пересчету: MgCO_3 — 66,963%; CaCO_3 — 23,639%; NaCl — 3,54%; Na_2CO_3 — 0,598%; $\text{Mg}(\text{OH})_2$ — 1,311%; Na_2SO_4 — 0,293% (Кротов, 1924а, стр. 356). Аналогичные осадки (или конкреции?) наблюдаются в троповых озерах Южного Египта.

Состав этой «глины» соответствует в основном карбонатам магния и кальция, при резком преобладании первого.

Судя по отношению MgCO_3 к CaCO_3 и по характеру примесей этой глины, MgCO_3 представлен именно магнезитом, а доломит, если и присутствует, то в незначительном количестве.

Желваки «глины из Гивеха» можно назвать известково-магнезитовыми. Они представляют собой большой литолого-геохимический интерес, но в литературе охарактеризованы очень кратко.

Ископаемые аналоги глин из Гивеха нам неизвестны. Несомненная связь этих образований с полупустынями или периодически увлажняемыми пустынями субтропиков, а возможно, и тропиков. Они, по-видимому, приурочены к солончакам или осадкам мелководных озер (вероятно, высыхающих).

√ ДОЛОМИТОВЫЕ КОНКРЕЦИИ

Данные о доломито-известковистых конкрециях приведены в предыдущем разделе.

Собственно доломитовые конкреции в современных осадках редки. Отмечены находки доломитовых конкреций в трех пунктах австрало-азиатских морей, на глубинах 57—487 м (Andree, 1920).

Конкрециеобразователь — почти чистый доломит, небольшой избыток CO_2 , возможно, связан с марганцем. Имеется незначительная примесь окислов железа, содержание кластического (глинистого) материала невелико. Все находки приурочены к вулканическим областям с многочисленными остатками известковых организмов. Конкреции — частично, несомненно, реликтовые, но едва ли они древнее четвертичного периода.

Общий обзор доломитонакопления в современных осадках дан Н. М. Страховым (1951а, 1962), который, к сожалению, не упоминает об этих собственно доломитовых конкрециях, хотя довольно подробно говорит о доломито-известковых, в которых доломит играет подчиненную роль.

Примесь диагенетического доломита к карбонату кальция имеет место в различных фациях морей и соленых озер, приуроченным к разным зонам (вплоть до илов арктических морей). Однако определенный максимум образования доломита связан с тропиками и субтропиками. Конкреции же со значительной (больше 5% конкрециеобразователя) примесью доломита — доломитовые и доломито-известковые встречаются только в областях тропиков, субтропиков и теплого умеренного пояса.

В прибрежных лагунах и остаточных лагунах — озерах, а также в периодически высыхающих болотах и озерах, приуроченных к депрессиям

между прибрежными дюнами южной Австралии, происходит современное образование известкового доломита, реже — магнезильного кальцита, кальцита, арагонита, магнезита, гидромагнезита, в форме пластовых осадков и корок (может быть, конкреционных линз?). Кроме того, в подпочвенном слое образуются доломитовые желваки (раннедиагенетические конкреции).

Садка пластовых карбонатов описана в статьях Олдермана и Борча (Alderman a. Borch, 1963), Олдермана и Скиннера (Alderman a. Skinner, 1957). Образование доломитовых желваков охарактеризовано в работах Роджерса, Квирка и Норриша (Rogers, Quirk a. Norrish, 1956; см. также Alderman a. Skinner, 1957, стр. 562). Конкреции залегают в подпочвенном прослое рыхлого мергеля (marl) с примесью глиноземистого сепиолита и доломита, связанных, вероятно, с горизонтом грунтовых вод. Выше лежащая почва представлена смесью глиноземистого сепиолита, монтмориллонита, каолинита (аллотигенного) и доломита. Она представляет собой, по-видимому, осадок высохшей лагуны, превратившейся в депрессию Тинтинара. Депрессия расположена примерно в 100 км северо-северо-восточнее оз. Кингстон.

Авторами перечисленных статей изучено карбонатообразование в прибрежной полосе шириной до 70 км и длиной до 215 км к юго-востоку от устья р. Мэррей. Вся эта полоса представляет собой регрессивное лагунное побережье, в условиях субтропического полупустынного климата (годовые атмосферные осадки от 375 мм на севере этого района до 700 мм на юге), с резкими сезонными колебаниями.

Ближайшие выходы коренных пород представлены главным образом третичными известняками и доломитами. Прибрежные дюны расположены рядами субпараллельно берегу и сложены кварцевым песком с примесью ракушняка. Они представляют собой образования, разившиеся из баров древних и современных лагун. Пески уплотнены и большей частью перекрыты конкреционным туфовидным известняком (kunkar limestone — см., например, Alderman a. Skinner, 1957, стр. 561), по-видимому, относящимся к известковым плитам и корам, описанным нами выше. В период зимних дождей лагуны и озера сильно обводняются, и образуются временные болота и озера, полностью или частично высыхающие летом. Соленость в них колеблется от 1,57 до 14,14% (Skinner, 1963).

Очень сильные колебания солености наблюдаются в течение одного и того же года в одном и том же озере или лагуне, например, в оз. Кингстон от 2,44% зимой (в июне) до 22,6% летом (в январе; Alderman a. Skinner, 1957, стр. 566).

Солевой состав лагун и озер варьирует меньше и в общем сохраняет соотношения, близкие к составу воды морского залива вблизи Аделаиды (Alderman a. Skinner, 1957, табл. 2). Содержание хлора в лагуне Куронг по отношению к общей сумме солей колеблется всего от 55,8 до 55,9% при колебании общей солености от 4,07 до 7,05%; содержание хлора в оз. Кингстон соответственно — от 55,3 до 55,9% при колебании солености от 2,44 до 22,6%. В заливе около Аделаиды содержание хлора составляет 55,5%, в типичной океанской воде — 55,04%. Содержание сульфатного иона в водах лагуны Куронг равно 7,5—7,6%, в оз. Кингстон — 6,2,—7,5% (т. е. колеблется несколько больше), в заливе Аделаиды — 7,9%, в океане — 7,68%; иона натрия в лагуне Куронг 31,7—31,9%, в оз. Кингстон — 34,1—34,3%, а в океанической воде 30,61%; содержание кальция соответственно в лагуне 0,9—1,0%; в заливе 0,4—0,8%; в океане 1,15%; магния соответственно 3,6—3,7%; 2,3—2,8%; 3,69%; CO_2 — 0,1—0,2%; 0,1—0,5%; 0,41%. Несколько больше отличается состав «типичных грунтовых вод» у побережья вблизи Роуби (Robe). В этих водах в течение года общая соленость варьирует от 0,25 до 0,28% (т. е. она гораздо ниже, чем в наддонных водах прибрежных озер и болот, и колеблется гораздо меньше); содержание хлора составляет, однако, по отношению к общей сумме солей соответственно 48,5—50,1%; сульфат-иона 8,7—9,6%; натрия — 27,3—29,0%; кальция 1,3% (январь) — 4,0% (июнь), магния 4,4% (ноябрь) — 5,8% (январь).

Таким образом, и состав грунтовых вод явно связан с морскими водами, но отличается от них не только пониженной общей соленостью, но и более высоким (в 10—13 раз) содержанием карбонатного иона, а также магния и особенно кальция.

Все озера и лагуны — крайне мелководные, карбонатные; осадки обычно образуются на глубинах от 0 (т. е. прямо на поверхности высыхающего дна) до 1 м.

Осаждение доломита всегда сопровождается кальцитом, но кальцит может осаждаться и без примеси доломита. Доломит (и другие карбонатные осадки), как правило, содержит примесь аллотигенных песчанистых и глинистых терригенных компонентов и обломки раковин. Наблюдается примесь галита, выпадающего в сухие сезоны, а затем частично (при пересыхании) выносящегося ветрами и вновь растворяющегося во влажные сезоны. Существует также примесь аутигенных палыгорскита и гипса. Структуры доломита обычно микроагрегатные, очень тонкозернистые. Химические анализы шести образцов показывают (Alderman a. Skinner, 1957, табл. 1, стр. 564) от 8,24 до 54,34% кремнезема (в основном — за счет кварцевого песка и глины); 1,11—13,92% глинозема; 0,25—4,44% Fe_2O_3 ; 3,11—34,77% CaO ; 1,34—10,83% MgO ; 6,43—39,39% CO_2 ; 0,02—1,46% SO_3 ; 0,07—7,88% NaCl ; 1,84—12,06% общей воды; 0,17—

1,28% органического углерода. Карбонаты кальция и магния присутствуют в разнообразных соотношениях, но в большинстве случаев резко преобладает CaCO_3 . Анализ взвеси в воде оз. Кингстон показал содержание окиси кальция 39%, магния — 31%, CO_2 — 30%, а рентгеноструктурный анализ выявил равное соотношение кальцита и доломита. В дольных осадках того же озера окись кальция составляет 28,61—31,78%, магния 9,42—1,34%, CO_2 32,50—26,05%. Образование доломита и других карбонатов происходит путем садки (часто — совместно, с образованием твердых растворов) непосредственно из лагунных (озерных, болотных) вод. В образовании карбонатов играет роль и подток грунтовых вод.

Образование доломита связано с лагунными водами несколько пониженной (по сравнению с морской) солености, рН 8,2—9,2 и ежегодным чередованием фаз сильного испарения и обводнения с фазами менее и более высокой щелочности. Фазы высокой щелочности связаны с развитием водной растительности в начале лета и резким повышением рН в результате фотосинтеза при сравнительно низком общем содержании электролитов.

В сухие летние сезоны карбонатные осадки превращаются в серовато-белую корку, поверх которой благодаря испарению образуется корка легкорастворимых солей. Характерно циклическое чередование в «междудюнных» разрезах лагунного происхождения глинистых илов, ракушечников и тонкозернистых карбонатов. Эти слои разделены пластами конкреционных песчаных известняков (баровых дюн). Общая мощность слоев достигает 2,4—2,5 м (Alderman a. Skinner, 1957, стр. 565).

Состав собственно лагунных и прибрежно-озерных осадков, по-видимому, одинаковый. В собственно лагунных осадках наблюдается несколько большая примесь сульфатов, окислов железа, органического вещества. Кроме того, в них отмечается повышенная степень гидратации минералов, в некоторых случаях больше хлоридов.

Состав собственно конкреционных доломитов этого района в доступных нам работах детально не охарактеризован, но, видимо, близок к указанному составу пластовых доломитовых и известково-доломитовых осадков и тесно связан с указанным выше составом типичных грунтовых вод. Конкреционные желваки, вероятно, образуются путем осаждения из этих грунтовых вод в сухие сезоны; состав грунтовых вод тесно связан с составом лагунных вод.

Описанные типы карбонатных осадков и конкреций (со значительным участием доломита) типичны для всей этой полосы лагунного регрессивного побережья, занимающего площадь в несколько сотен квадратных километров. Вероятно, аналогичные процессы происходят и на других таких же побережьях в зоне семиаридного теплого климата (полупустынь и сухих саванн).

Совершенно особый тип доломитовых конкреций обнаружен недавно И. Д. Даниловым в четвертичных лагунно-морских (?) отложениях Большеземельской тундры. Их минералогия и условия образования еще не выяснены. Можно предположить связи их с более сухими и теплыми климатическими фазами и с крайним мелководьем.

✓ КОНКРЕЦИИ И КОРКИ ГИПСА И АНГИДРИТА

Современные конкреции и корки с преобладанием гипса в составе конкрециеобразователя известны только в континентальных и лагунных фациях, главным образом в почвах и реже — в соленых болотах, а также в континентальных солевых водоемах и лагунах.

Из работ по этому вопросу отметим, в частности, следующие: А. П. Бирюкова (1947); Э. Н. Благоевский (1940); Е. С. Бобин (1935); Д. А. Виталь (1948); К. Д. Глинка (1928, 1935); И. Д. Данилов (1936); И. Д. Данилов, А. В. Македон и В. И. Дембская (1962); А. И. Дзюнс-Литовский (1945 — об озерных гипсовых осадках и конкрециях); В. В. Добровольский (1957а, 1959а, в, 1960г, 1961б, 1962а, б, 1964); В. В. Докучаев (1899а — о «репетекских гипсах»); Д. А. Драницын (1915); Н. В. Ере-

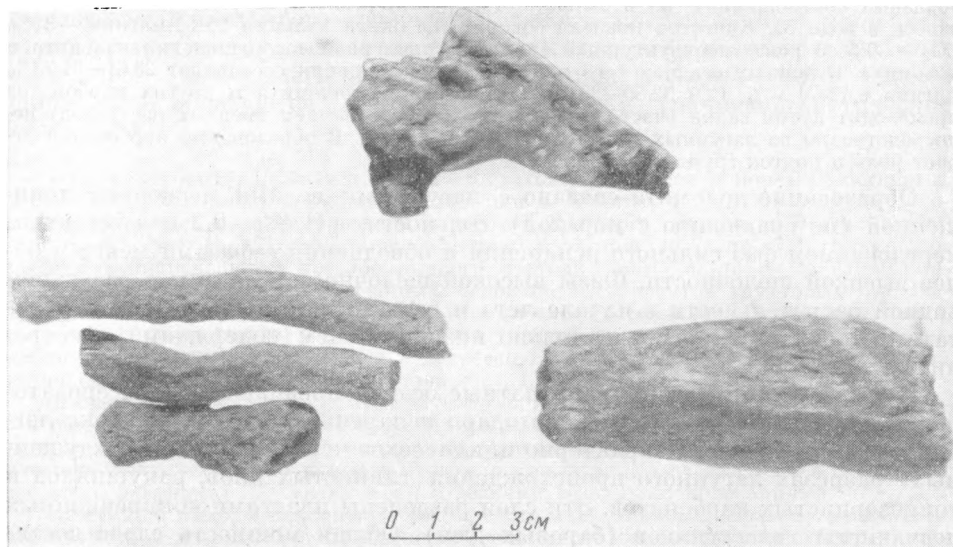


Рис. 45. Гипсовые и известково-гипсовые конкреции в почвах аридных зон СССР (образцы Почвенного музея АН СССР).

Слева показаны кусочки «аккырши» — стяжений вокруг корневых частей растений в пустынях

меев, 1895 (первое минералогическое описание репетекских гипсов); В. А. Ковда (1940, 1946а, б, 1947, 1951, 1954); Е. В. Лобова (1960); Б. П. Кротов (1925 — о конкрециях гипса в Карабугае); Л. Я. Мамаева (1940); А. И. Набоких (1911); С. С. Неуструев (1911, 1913, 1931); В. В. Никитин (1926); Б. Б. Полюнов и В. Лисовский (1930); Г. М. Пономарев (1935); В. И. Попов и А. Л. Воробьев (1955); Л. И. Прасолов и И. Н. Антипов-Каратаев (1939); А. Н. Розанов (1951); А. В. Сидоренко (1949, 1956); П. Фегелер (1935); А. Е. Ферсман (1924, 1926); Э. Ю. Шокальская (1948); В. В. Щербина (1949); Авиа (Avias, 1953, 1963); Бланк (Blanck, 19306); Бланк, Пассарге и Ризер (Blanck, Passarge u. Rieser, 1926); Бланкенгорн (Blankenhorn, 1910); Кок (Cocque, 1955); Дюран (Durand, 1949); Эрдли и Стрингхэм (Eardly a. Stringham, 1952); Хьюджес (Hughes, 1922); Кайзер (Kaiser, 1926); Шерман и Тиль (Sherman a. Thiel, 1939); Ветцель (Wetzel, 1928).

Гипсовые конкреции в почвах и коре выветривания довольно часто встречаются в полупустынях, сухих степях, отчасти в пустынях, в сухих средиземноморских ландшафтах. В пределах этих зон они известны в Европе, Центральной и Средней Азии, Передней Азии, Северной Африке, Судане, в Юго-Западной Африке, Южной Америке, Северной Америке и Австралии. Химический состав их дан в табл. XXXVI—XXXVII, а морфология отражена на рис. 45, 46, 47.

Общей морфологической особенностью этих конкреций является кристалломорфная форма, благодаря которой их трудно отличить от одиночных кристаллов и агрегатов, в частности, друз кристаллов секреторного происхождения.

Однако еще Н. В. Еремеев (1895) указывал, что эти конкреционные «кристаллы» гипса сильно отличаются от кристаллов в минералогическом отношении. Пользуясь термином К. А. Баранова (1949), мы относим их к кристалломорфным конкрециям.

Образование почвенных гипсовых конкреций, как указал впервые В. В. Докучаев в своей статье о репетекских гипсах (1899а), связано с зональными особенностями почвообразования в пустынях и сухих степях. Докучаев отметил также, что внутри этих зон образование гипсовых конкреций требует еще некоторых дополнительных интразональных условий. Как указано в сводке В. Н. Щербины (1949), образование гипсовых гори-

зонтов почв происходит наиболее интенсивно в полузамкнутых депрессиях макрорельефа и внутри них — в понижениях мезорельефа. В слоистых грунтах гипсовые конкреции приурочены к прослойкам более тонкозернистого, глинистого материала. С другой стороны несомненно, что наиболее крупных размеров достигают «гипсовые розы» и «розетки» — в песках (см., например, Ферсман, 1929), а также гипсовые «туфы» — в щебневатом элювии (Никитин, 1926 и др.).

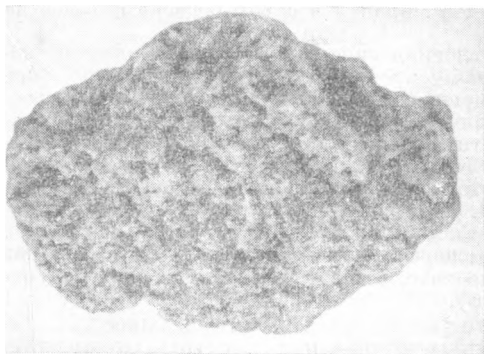


Рис. 46. Гипсовая (туфовидно-комковато-желваковатая конкреция) из сыпучих песков пустынь Средней Азии (образец Почвенного музея АН СССР, Ленинград)

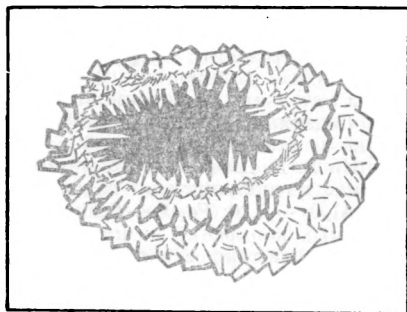


Рис. 47. Зарисовка гипсовой конкреции из почвы степной зоны СССР (по В. В. Добровольскому, 1957а)

Конкреции — до 1 дм в диаметре, но обычно — меньше; неровная поверхность, образованная острыми вершинами кристаллов, и пустотка в центре, усеянная «друзовидно-растущими кристаллами». В шлифе — равномернозернистые структуры

В незасоленных почвах Советского Союза гипсовые горизонты залегают на глубинах от 0,2 до 2,0 м (обычно ниже 70 см, иногда даже больше), при содержании в них гипса 0,2—1,5%. В засоленных почвах содержание гипса в гипсоносных горизонтах в среднем колеблется от 3,9 до 8,8%, примесь карбонатов составляет 28—56% (Щербина, 1949); иногда конкреции сливаются в сплошные гипсовые прослои.

Гипсовые конкреции в пределах одного района в почвенном профиле засоленных почв залегают обычно выше, чем в незасоленных (Розанов, 1951).

В степных (черноземных и др.) почвах конкреции гипса образуются только в более сухих южных (в северном полушарии) степях, например, в так называемых южных черноземах. Здесь, в типичном профиле, на глубине 115—180 см, на несколько десятков сантиметров ниже горизонта известковистых конкреций залегают характерный горизонт гипсовых «крупных пластинчатых желтоватых кристалликов, собранных в крупные желваки диаметром до 3—4 см» (Глинка, 1935). Г. М. Пономарев (1935) подвергнул сравнительному исследованию гипсовые конкреции в черноземах степного Крыма и Западной Сибири, вместе с известковыми конкрециями в тех же черноземах. Гипсовые конкреции, как и известковые, имеют общие устойчивые признаки в пределах всей южной подзоны степной зоны. Кроме гипса, эти конкреции содержат незначительную примесь CaCO_3 (1,0—2,6%), до 0,3% сульфата магния, небольшую примесь полуторных окислов, до 8% нерастворимого в соляной кислоте кремнезема (табл. XXXVI).

В каштановых почвах сухих степей и в так называемых бурых полупустынных почвах на полупроницаемых и полувлагоёмких породах под горизонтом с карбонатами всегда образуются горизонты с выделениями гипса (Неуструев, 1913, 1931).

Гипсовые конкреции в интразональных солонцеватых и солончаковато-солонцеватых (т. е. полуболотных) почвах сухих степей Заволжья исследованы Л. Я. Мамаевой (1940). Они здесь также сопровождаются известковистыми конкрециями, залегающими в более высоких горизонтах того же почвенного профиля. Эти гипсовые конкреции по сути являются известково-гипсовыми. Содержание CaCO_3 в них колеблется от 9,45% до 17%; CaSO_4 — от 13% до 22%; содержание CaSO_4 всегда превосходит содержание CaCO_3 . Кроме того, имеется небольшая примесь окислов железа (меньше 2%, т. е. меньше, чем во вмещающей почве), легкорастворимых солей (сульфатов и хлоридов) магния, натрия и (меньше) калия. Примесь этих элементов несколько больше, чем в известковых конкрециях того же профиля (до 2,3%), силикатный материал и глинозем составляют 12—14%, причем в одном образце имеется не менее 5% свободного глинозема.

По мере приближения к пустынным условиям гипсовые конкреции, подобно известковым, поднимаются вверх по почвенному профилю и иногда образуются даже у его поверхности. Встречаются также смешанные известково-гипсовые и гипсово-известковые конкреции; параллельно увеличиваются (в некоторых фациях) и размеры отдельных конкреционных тел и частично изменяются их текстуры и структуры. Содержание гипса в конкреционных горизонтах достигает 30—40% веса всей почвы и даже иногда 70—88%. Особенно гипсоносны солончаки (Ковда, 1946).

По В. В. Добровольскому (1961, стр. 49, 55), современные «рыхлые гипсовые стяжения» из полупустыни содержат 25,36% CaO ; 36,69% SO_3 ; растворимых в 10%-ной HCl Al_2O_3 — 0,20; Fe_2O_3 — 0,26; MgO — 0,35%; нерастворимого остатка — 20,50%. Состав «плотных конкреций из нижней части покровных четвертичных отложений» полупустыни почти тождествен (но совсем нет MgO).

Формы выделений гипса в засоленных почвах полупустынь, по мнению В. А. Ковды (1946), в глубоких почвенных горизонтах представляют собой: 1) иногда срастающиеся в полые шарики «платинки» (это образования конкреционного характера); 2) в верхних пухлых соленосных горизонтах также «слоистые пластинки гипса, иногда срастающиеся в форме ласточкиного хвоста» (Ковда, 1946), но еще чаще мучнистые массы гипса (не конкреционного характера); широко распространены также поздраватые скопления гипса — «гажа», «ганча» (аналог известковых туфов?).

В песчаных почвах не очень сухих пустынь (или полупустынь?) стяжения гипса достигают максимальных размеров. В пустынях Средней Азии они иногда (так называемые репетекские гипсы) представляют собой крупные крестообразные (звездообразные), розеткообразные или неправильные сростки (до 20 см в диаметре) отдельных вытянутых кристалломорфных индивидов, по форме несколько отличающихся от типичных кристаллических форм гипса и имеющих всегда значительное (до 50% и более) содержание песка и других кластических компонентов.

Репетекские гипсы залегают на глубине 2—5 м «на верхней границе увлажненного горизонта» (Благоуспенский, 1940). По В. А. Драницыну (1915), репетекские гипсы связаны с «умершим солончаком» в древней речной долине. По В. В. Докучаеву (1889а), конкреции гипса залегают в песчаных котловинах, более низких и плоских, чем окружающие барханы, и покрытых дерном; грунтовые воды залегают на глубине 2,7—3,0 м.

Содержание гипса в репетекских гипсах составляет по А. В. Сидоренко (1956) 35,0—61,0%, CaCO_3 — 0,82—4,8%, кремнезема (в мелких конкрециях) — 26,75% и больше, полуторных окислов — 2,20—8,02%; нерастворимый остаток (по Сидоренко) — 52,4%. В песках почвы и кровли конкреций содержится 8,75% гипса, 9,95—10,16% CaCO_3 , в боковом песке гипса 4,0—7,5%; CaCO_3 — 6,68—7,67%.

Таким образом, в конкрециях по сравнению с вмещающими песками накапливается именно гипс (коэффициент концентрации 8—15 и более) и «рассеивается» карбонат кальция.

Содержание гипса в боковых песках меньше, чем в песках почвы и кровли, что указывает, вероятно, на преобладающую роль при росте конкреции боковой диффузии (или инфильтрации).

Общую характеристику различных форм накопления гипса в пустынях и полупустынях Средней Азии дал А. В. Сидоренко (1956). Эти представления проиллюстрированы им следующей таблицей (табл. 2).

В более увлажненных участках песчаной пустыни в понижениях рельефа широко распространены «мелкие гипсово-известковые или извест-

ково-гипсовые стяжения, обычно неправильной, мохообразной и трубчатой формы» (Докучаев, 1899а; ср. также Архангельский, 1915; Неуструев, 1911 и др.)⁴². Иногда гипсовые конкреции залегают выше известковых. Аналогичные «пустынные розы» (в частности, так называемые розы Суфа в песчаных солончаках Алжирской Сахары; Драницин, 1915) и четырехгранные гипсовые трубочки образуются и в песках Северной Сахары, главным образом, в ложбинках между дюнами (Шокальская, 1948; Драницын, 1915), в пустынях Чили и т. д. (анализ известково-гипсовых желваков в Северном Чили, см. Blanck, Rieser, Oldershauser, 1933, стр. 393; CaSO_4 — 49,4%; SiO_2 — 28,75%; есть примесь Na_2SO_4).

Характерна по сравнению с конкрециями гипса в степях также некоторая примесь кремнезема. Окремнение гипсовых конкреций распространено в солончаках довольно широко.

Интересно, что по наблюдениям Г. Н. Высоцкого (1911), образование гипсово-известковистых моховиков и трубочек происходит и в более влажной степной зоне, «в заболоченных степных ложбинах южных районов украинской степи, при наступлении жестокой засухи, сопровождающейся суховеями». Однако эти сезонные и эпизодические конкреции быстро исчезают с началом первых весенних дождей.

С другой стороны (вопреки высказывающимся иногда представлениям), гипсовые конкреции не образуются и в наиболее аридных пустынях (Шокальская, 1948; Ветцель, 1928 и др.), ибо для их формирования необходимо, как указал еще В. В. Докучаев (1899а), сочетание ничтожного количества осадков, очень сильного испарения и высокого залегания минерализованных грунтовых вод. В частности, благоприятным фактором является близость речных долин (Ветцель). По Докучаеву, необходимым условием образования репетекских гипсов является также присутствие растительного дерна (ср. Сидоренко, 1956; Добровольский, 1961б, 1964).

Образование гипса в сухих степях Монголии Б. Б. Полюнов считает результатом взаимодействия сульфатов щелочей в почвенных разрезах и карбоната кальция карбонатных горизонтов, для чего необходимо присутствие грунтовых вод (Полюнов и Лисовский, 1930).

В пустынной зоне в некоторых фациях широко распространены гипсовые корки, прослои и плиты. Часть этих корок образуется за счет срастания отдельных конкреций и, следовательно, имеет конкреционное происхождение. Корки и пласты формируются на поверхности или на глубинах до 20—50 см.

Типичный состав этих корок (Глинка, 1935) следующий: 60% обломочного материала; 25—30% сульфата кальция; 8% воды и органического вещества; обычно имеется также примесь аутигенного кремнезема, незначительная примесь карбоната кальция и легкорастворимых солей (хлоридов и др.). В некоторых горизонтах гипсоносных сероземов Средней Азии на глубинах 20—75 см содержание CaSO_4 достигает 60—70% (Розанов, 1950). По Бланку, Ризеру, Ольдерсгаузену (1933, стр. 408, см. табл. XXXVII), в пустыне Чили «известково-гипсовая» кора содержит 46,32% CaSO_4 ; 5,34% CaCO_3 . По Добровольскому (1961, стр. 55), «реликтовая» гипсовая кора Сири содержит 41,62% SO_3 ; 32,46% CaO ; 1,95% CO_2 ; 0,17% MgO ; 0,73% «подвижной» SiO_2 ; 1,06% нерастворимого остатка; 0,13% Fe_2O_3 .

Некоторые гипсовые корки являются остаточными образованиями высыхающих пустынных водоемов. Они отличаются по составу и строению от почвенных и элювиальных конкреционных корок⁴³.

⁴² По-видимому, к этой группе относятся гипсовые «аккырши» из Каракумов (Добровольский, 1961, стр. 49) и гипсовые «фитоморфозы по корням растений из пустынь Средней Азии» (Сидоренко, 1956, стр. 535). Они содержат (5 анализов) 33,0—32,84% CaO ; 45,34—45,52 SO_3 ; 1,7—1,80% нерастворимого в HCl остатка; 0,78—0,80% MgO ; 19,3—20,2% H_2O ; 0,005% CO_2 .

⁴³ «Шестоватый гипс» из района Чу-Илийских гор, «реликтовый», по В. В. Добровольскому (1961, стр. 55), содержит 45,09% SO_3 ; 31,75% CaO ; 0,9% Fe_2O_3 (в 10%-ной HCl); 1,42% нерастворимого остатка, 0,68% «подвижной SiO_2 ». Состав очень близок к составу «коры» в Сирии. Шестоватые гипсы Устюрта, по Е. В. Лобовой, — реликты «морских» (лагунных) фаций.

Сравнение различных форм накопления гипса в пустынях и полупустынях
(по А. В. Сидоренко, 1956, стр. 533)

Характеристика	Формы выделения				
	Репетекские гипсы	Мелкозернистый бесформенный гипс	Псевдоморфозы гипса по корням растений	Вертикально ориентированные сростки	Прожилки и отдельные кристаллы
Характер накопления	Сплошной горизонт в виде гипсовой плиты, реже — горизонт песков, обогащенный кристаллами гипса	Сплошной горизонт	Отдельные спорадические накопления	Сплошной горизонт	Отдельные спорадические накопления
Условия залегания	На глубине 1,5—2 м, реже — до 40 м от поверхности	На глубине 1—2 м, реже — глубже	В зоне развития корневой системы	Почти на поверхности	На любой глубине
Характер вмещающих пород	Крупно- и среднезернистые пески	Суглинки, супеси, тонкозернистые пески	Пески, супеси	Гравийно-галечниковые и щебнистые породы	Плотные породы (глины, песчаники, плотные суглинки)
Отношение к грунтовым водам	В зоне капиллярного поднятия грунтовых вод	В зоне капиллярного поднятия грунтовых вод	Корневая система достигала грунтовых вод	Не зависит от грунтовых вод	Не зависит от грунтовых вод
Происхождение	Результат капиллярного подсоса и внутригрунтового испарения вод	Результат капиллярного подсоса и испарения грунтовых вод	Результат капиллярного движения растворов по отмершим корням растений	Вымывание гипса просачивающимися осадками при периодическом увлажнении	Процессы диагенеза, а также испарения растворов, содержащих сульфат
Приуроченность к свитам	Каракумская	Во всех континентальных свитах в бортах щорв	Не зависит от свиты	Заунгузская, реже — кзыл-кумская	Как в континентальных, так и в свитах другого генезиса
Время образования	После отложения каракумской свиты и поныне в современной пустыне	Современное	Современное	После отложения заунгузской свиты	Независимо от времени

Толщина гипсовых корок и «прослоев» в пустынях Средней Азии обычно колеблется от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, но иногда бывает и гораздо больше: «бозынгены» — туфовидные гипсовые корки щелеватых пустынь на выпуклых элементах плоского рельефа Устюрта достигают толщины 2 м (Никитин, 1926; Федорович, 1950). В Северной Сахаре и примыкающих полупустынях Алжира песчано-гипсовые уплотненные горизонты «дэб-дэб», достигающие общей мощности 3—6 м, состоят из слоев или плит толщиной обычно около 2 м (Драницын, 1915). Сверху дэб-дэб обычно прикрыты слоем песка и слабовыраженного дерна. В некоторых солончаках дэб-дэб выходит на поверхность. Они приурочены главным образом к понижениям рельефа с неглубокими выходами грунтовых вод или на пологих склонах к солончакам и пересыхающим соленым озерам — «шоттам». Иногда в пределах этих понижений дэб-дэб приурочены и к мелким повышениям микрорельефа. Здесь они являются или реликтовыми, выделенными в рельефе последующей эрозией, или результатом сочетания боковых и восходящих движений грунтового раствора на склонах более крупных депрессий мезо- или макрорельефа.

Как установлено Бланкенгорном (Blankenhorn, 1910) и др., в пустынях и полупустынях Северной Африки и Передней Азии наблюдается закономерная зональная смена известковых корок гипсовыми (Драницын, 1915; Blanck, 19306). В Марокко, Алжире, Тунисе, на северном побережье Ливийской пустыни, в дельте Нила, в Сирии и Израиле, в зоне действия зимних дождей развиты только известковые корки (и мелкие конкреции гипса в некоторых фациях), часто слабокремнистые. Приблизительно к югу от годовой изогеты 200 мм, в районах с нерегулярными сезонными дождями расположена зона гипсовых корок и плит, а еще дальше, в глубь пустынь — зона, где не происходит образования каких-либо диагенетических конкреций.

Д. А. Драницын, критикуя схему зональности Бланкенгорна, указывает, что Бланкенгорн не проводит различия между современными и субфоссильными корками, преувеличивает широту их зонального распространения и неправильно трактует их генезис. Однако Драницын также признает, что гипсовые плиты являются иллювиальным горизонтом зонального типа красноземов пустынь, распространенного примерно в той же географической полосе, которая указывается и Бланкенгорном.

Аналогичные закономерности наблюдаются, видимо, и в пустынях Северной Америки (гипсовые корки «иезо» в штате Нью-Мексико и др.), Южной Америки (Чили), Южной Африки, Австралии. Довольно часто прослеживается сочетание гипсовых, известково-гипсовых и кремневых корок, в соответствии с изложенными выше данными В. А. Ковды.

В пустынях Средней Азии хоть и в меньших масштабах, чем в Северной Африке, также происходит образование гипсовых корок и плит (Неуструев, 1913; Никитин, 1926 и др.). В гипсоносных сероземах каменистых пустынь ноздреватые гипсовые туфы широко распространены (Розанов, 1951; Добровольский, 19616, 19626, 1964).

Значительная часть гипсовых корок является субфоссильной. Максимум их образования имел место в «плювиальный» период, соответствовавший ледниковому времени. Для Северной Сахары Пиккар (Драницын, 1915) считал, что корообразование происходило многократно, начиная с плиоцена, но основная фаза его относится к нижнечетвертичному времени. Однако, несомненно, образование гипсовых корок, конкреций и плит осуществляется и в современных условиях в указанных выше фациях. В частности, это доказано наблюдениями Дюрана (Dugand, 1949) над образованием в современных оазисах гипсовых конкреций, которое происходит в течение 15—20 лет.

Анализ различных точек зрения на происхождение гипсовых и других корок дан Д. А. Драницыным (1915) и Добровольским (1960а, 1964). Драницын приводит ряд аргументов, доказывающих, что гипсовые корки, как и известковые, нельзя считать зональным типом собственно плакорных почв и нельзя также объяснить их образование одними лишь восходящими движениями почвенных растворов по капиллярам после эпизодически выпадающих в пустынях и полупустынях дождей и ливней (теории Фрааса, Фишера, Бланкенгорна и др.). Однако последние исследования (Dugand, 1949; Coque, 1955) подтверждают представление о преобладающей роли восходящих растворов.

Нам представляется, что здесь, как и в отношении известковых корок, надо прежде всего разделять «плиты», залегающие на некоторой глубине от поверхности, и собственно поверхностные «корки» и, кроме того, внутри и тех и других выделять остаточные химические осадки или сцементированные прослои (связанные с высыханием соленых озер и болот) и образования конкреционного происхождения. Конкреционные корки и плиты связаны с комбинацией различных типов движений грунтовых растворов и диффузии. Интенсивные образования корок, плит и более крупных одиночных гипсовых конкреций не могут быть связаны только с восходящими движениями почвенных растворов после дождей. Необходимо также, хотя бы эпизодическое, но относительно высокое стояние уровня грунтовых вод, что в полупустынных и пустынных условиях всегда связано с интразональными фациями — выходами грунтовых вод у подножья гор, солеными болотами и солончаками и другими проявлениями гидроморфного почвообразования, накладывающимися на зональный тип «элювиального» почвообразования и собственно элювиального процесса. При этом и погребенные плиты, которые Д. А. Драницын считает чисто иллювиальными, вероятно, также не могут возникать в результате одних только нисходящих движений грунтовых растворов и являются результатом сочетания восходящих и нисходящих, а в ряде случаев еще и боковых движений грунтовых вод.

Эти интразональные условия образования крупных гипсовых конкреций и тем более плит и корок в пустынях и полупустынях во многом сходны с интразональными условиями образования известковых плит в семиаридной зоне и даже оршттейновых плит во влажной зоне. Однако в условиях полупустынь и не очень резко выраженных аридных пустынь роль восходящих движений грунтовых растворов относительно больше, чем в какой-либо другой зоне (особенно в пустынях тропических и субтропических, к которым и приурочена главная масса гипсовых корок и плит). Соотношение иллювиальных, «каталювиальных» процессов и процессов боковых миграций грунтовых вод в различных фациях полупустынь и пустынь весьма различно, что в сочетании с особенностями механического и литологического состава грунтов и особенностями растительного покрова определяет разнообразие и количество гипсовых корок, плит и пустынных форм гипсовых конкреций.

Однако все эти интразональные особенности подчиняются общим зональным условиям полупустынь и пустынь. Поэтому гипсовые конкреции, корки и плиты в этом отношении, бесспорно, являются индикаторами полупустынь и не очень засушливых пустынь, с эпизодически выпадающими сезонными дождями и некоторым минимальным развитием растительного покрова.

В собственно аллювиальных фациях, например, в дельтах рек (Волги, Нила, Сыр-Дарьи и др.), образуются конкреции гипса соответственно общим зональным закономерностям образования этих конкреций. Однако корки их — нехарактерны, и резко выражен смешанный известково-гипсовый комплекс (см., например, Ковда, 1946б; Шокальская, 1948 и др.). В дельтах подзоны сухих степей, кроме гипсовых и гипсово-известковистых и собственно известковистых, могут встречаться также и железозвестковистые конкреции. Дельты «действующих» рек в пустынях отличаются по составу конкреций от остаточных солончаков и болот той же зоны, но лишь в пределах общих особенностей зонального комплекса условий образования гипсовых конкреций.

В экстрааридных пустынях Чили Ветцель (Wetzel, 1928) описал конкреции *ангидрита*, иногда весьма многочисленные. Ветцель считает их эпигенетическими, возникшими путем дегидратации гипсовых конкреций в результате дальнейшего иссушения пустыни. Распространение собственно ангидритовых конкреций очень незначительно по сравнению с распространением гипсовых.

В литературе имеются указания (Blanck, 1930б) на образование гипсовых корок и в некоторых фациях гумидных областей, например, на песчаниковых скалах Саксонской Швейцарии. Эти процессы, если они действительно имеют место в современную эпоху, связаны с узлокальными условиями химического выветривания некоторых древних пород, распространены на очень незначительных площадях и мало похожи на процессы конкрециеобразования. Кроме того, эти гипсовые корки по размерам, морфологии, текстуре и структуре резко отличаются от гипсовых корок пустынь. Мелкие гипсовые конкреции образуются иногда в приморских болотах даже в пределах влажных зон, например, в Нидерландах (Глазовская, 1945); вряд ли эти конкреции устойчивы.

Таким образом, почвенные и элювиальные гипсовые конкреции весьма отчетливо связаны с определенными ландшафтно-климатическими аридными зонами — от сухих степей до полупустынь. Конкреции сухих степей, полупустынь и собственно пустынь, в свою очередь, закономерно зонально отличаются друг от друга по составу, форме, размерам, положению в почвенном профиле и другим литологическим признакам. Внутри зонального комплекса условий образования этих конкреций выделяется комплекс дополнительных интразональных условий рельефа, состава грунтов и т. д., необходимых для формирования собственно конкреционных форм и выделения их из остальной группы гипсовых образований соответствующей зоны. Этот комплекс интразональных условий в свою очередь варьирует соответственно особенностям нескольких типов фаций, в которых образуются гипсовые конкреции (фации почв элювиального ряда с близкими грунтовыми водами, фации болотных и полуболотных почв, пойменные элювиальные фации, фации орошаемых почв), и, кроме того, различные фации характеризуются особыми типами гипсовых конкреций в пределах более общих признаков всех гипсовых конкреций данной зоны.

Все современные гипсовые конкреции почв и коры выветривания являются в основном почвенными диагенетическими образованиями.

В *континентальных водоемах* гипсовые (иногда селенитовые) конкреции встречаются гораздо реже, чем в почвах. Они отмечены (Бобин, 1935; Виталь, 1950; Дзенс-Литовский, 1945; Добровольский, 1964; Кротов, 1925) в некоторых соленых озерах полупустынь и пустынь (Кара-Богаз-Гол, озера Кулундинской степи, озера сухих степей Забайкалья, Большое Соленое озеро в США и др.). Это — уплощенные, мелкие формы, сильно отличающиеся от почвенных по ряду литологических признаков.

По Д. А. Виталю (1950), эти конкреции имеют вид одиночных дискообразных кристаллов гипса, длиной от нескольких миллиметров до 2 см и толщиной 1—3 мм; на краях они заканчиваются острым ребром.

К сожалению, при описаниях гипсовых образований в соленых озерах обычно не делается даже попытки выделить собственно конкреционные формы и отделять их от кристаллов друз и линз гипса другого происхождения. Все же несомненно, что пластовые химические осадки гипса и различные секреторные выделения его в современных озерах распространены гораздо шире, чем конкреции, как это видно, например, из сводок А. И. Дзенс-Литовского (1945 и др.) и других работ. Некоторые корки гипсовых кристаллов на поверхности илов, возможно, имеют конкреционное происхождение. Отмечены включения гипса в современных прибрежных наносах Каспийского моря, до 12—15 см в диаметре.

Озерные и лагунные гипсовые конкреции бесспорно связаны с озерами и лагунами сухих степей, полупустынь и, возможно, даже пустынь.

В современную геологическую эпоху основная масса гипсовых конкреций приурочена не к водоемам, а к почвам, особенно к почвам гидроморфного ряда или переходным к ним.

Особый тип гипсовых конкреций описан в *мангровых лагунах* Новой Каледонии (Avias, 1953, 1963). В лагунной зоне Авиа выделяет «подзону сухих болот» с твердой поверхностной коркой, под которой находится текучий красноватый глинистый ил с раннедиагенетическими конкрециями гипса до 8 см длиной, залегающими на глубине 30—70 см от поверхности ила. Внутри конкреций гипса есть включения лимонита и вмещающего

ила. Конкреции возникли при регрессии лагуны в условиях тропического климата с резко выраженными сухими сезонами. Сульфаты морской воды восстанавливались в свободную серу, которая затем вновь окислялась.

Своеобразный тип субсовременных гипсовых конкреций — более позднедиагенетических — описан И. Д. Даниловым (1963), а также И. Д. Даниловым, А. В. Македонным и В. И. Дембской (1962) в лагуно-морских (?) четвертичных отложениях Большеземельской тундры. Эти конкреции ассоциируют с конкрециями сложного гипсово-железисто-сульфидного состава и возникли, вероятно, за счет окисления первичных сульфидно-железистых конкреций в слабо водопроницаемых (благодаря мерзлоте) осадках.

Интересный случай образования субсовременных четвертичных, но уже послеледниковых озерных конкреций гипса отмечен в алевроитовых осадках так называемого оз. Агассица, существовавшего в плейстоцене и раннем голоцене на территории современных провинций Манитоба (Канада) и штатов Северная Дакота, Миннесота (США). Конкреции гипса здесь приурочены к линзам диагенетического доломита и залегают на 1—3 м ниже поверхности озерных отложений, в понижениях первичного донного рельефа этого ископаемого озера (Sherman a. Thiel, 1939). Образование этих конкреций, вероятно, связано с более засушливыми условиями, чем современные.

Конкреции гипса и селенита отмечены во многих морских лагунах аридных побережий (Южная Калифорния, Техас и др.). Значительная примесь сульфата кальция отмечена во многих фосфоритовых конкрециях.

✕ КОНКРЕЦИИ МЕЛАНТЕРИТА

Эти конкреции встречаются в «железных шляпах» рудных месторождений, а также в некоторых болотных фациях (Шрейберг, 1918; Кац, 1941 и др.). Они имеют мелкие формы, малоустойчивые и легко переходящие в агрегаты других минералов железа.

✕ КОНКРЕЦИИ БАРИТА

Эти конкреции довольно широко распространены в некоторых ископаемых фациях и в настоящее время встречаются очень редко. Все известные находки (см. рис. 1) относятся к теплым тропическим морям. Первая находка сделана в Индийском океане, около Цейлона, на глубине почти 1235 м; вторая находка относится к австрало-азиатским морям; она обнаружена в районе островов Кэй (к юго-западу от Новой Гвинеи) на глубине 304 м, в голубом иле: третья — к Калифорнийскому шельфу.

По-видимому, неслучайно все находки относятся к районам, которые принято считать современными геосинклинальными областями и в которых поэтому возможно обогащение придонных или иловых вод солями бария поствулканического происхождения.

Детальное описание конкреций Индийского океана, по данным Джонса (Jones, 1888a, б), приводится у Я. В. Самойлова (1910, 1929; см. также: Чухров, 1937; Кленова, 1948; Andree, 1918, 1920), а конкреций из Калифорнийского шельфа — у Ревелла и Эмери (Revelle a. Emery, 1951; см. также Emery, 1960, стр. 216—217).

Конкреции в Индийском океане по Джонсу имеют 2,5—10 см длины и 2—2,5 см толщины. Все конкреции правильно округленные варьируют от субсферической до субцилиндрической формы. Строение их рационально-лучистое, волокнистое. Содержание $BaSO_4$ не меньше 75%. Есть небольшие примеси алюмосиликата, $CaCO_3$, солей стронция, следы железа, марганца и натрия. Вмещающий ил не содержит или почти не содержит бария. Конкреции австрало-азиатских морей (у островов Кэй) описаны у Андре (1918, по данным Бэггильда). Они имеют до 6 см в диаметре, уплощенную или совершенно неправильную форму, совершенно гладкую поверхность. Структура тонкозернистая или совершенно компактная, но местами пористая, рыхлая. Наблюдаются кристаллы барита по трещинам.

Конкреции в Калифорнийском шельфе содержат до 77% барита, представленного главным образом мелкими радиально-лучистыми агрегатами, а также более крупными кристаллами со следами фораминифер, относящихся к плиоцену. Однако Эмери (1960) предполагает, что конкреции формировались в современных или субсовременных осадках, содержащих реликтовые остатки плиоценовых фораминифер. Многие конкреции имеют цилиндрическую форму; это позволяет предположить, что воды, содержащие барий (первоначально в форме хлорида?) двигались по трубчатому каналу сквозь тонкозернистый осадок.

Генезис баритовых конкреций еще не ясен. Теория непосредственного биогенного происхождения их (гипотеза Самойлова) не всеми разделялась (Чухров, 1937; Andree, 1918). Однако и другие теории не могут быть признаны удовлетворительными.

Во всех случаях баритовые конкреции приурочены к крутым подводным склонам, вероятно, тектонического происхождения. Эмери (Emery, 1960, стр. 217) считает, что баритсодержащие растворы имеют магматическое происхождение. Они поступали по тектоническим трещинам, а при контакте с сульфатсодержащими поровыми водами осадков, покрывающих выходы трещин, осаждался барит в форме конкреций.

Единичный случай образования неморских конкреций барита отмечен Фрейзе (Freise, 1934) в мелководной лагуне Арауама (Бразилия) в условиях тропического, переменного влажного климата с резко выраженными сухими сезонами, в несколько опресненной бухте.

КОНКРЕЦИИ (?) МИРАБИЛИТА

Современные выделения мирабилита приурочены к озерам и отчасти соленым болотам полупустынь и пустынь. Основная масса мирабилита выпадает в форме хемогенных осадков и частично в виде секреторных выделений. Для соленых озер нашей страны характерен так называемый стеклец (Дзенс-Литовский, 1945).

В районе залежей стеклеца бывают отмечены и рассеянные в иле кристаллы мирабилита, образующие иногда неправильно округлые агрегаты (Бобин, 1935). Например, в илах очень мелководного Селенгинского озера Забайкалья наблюдаются желваки размером до 5—6 см.

КОНКРЕЦИИ ФОСФОРИТОВ

Как и ископаемые фосфориты, эти конкреции наблюдаются только в морских фациях. Они широко развиты во многих районах Мирового океана (Кленова, 1948; Andree, 1920; Collet, 1905; Dietz a. oth., 1942; Emery, 1960; Murray a. Renard, 1891). В Атлантическом океане они отмечены в шельфе у юго-восточных берегов США, в шельфе у Испании и Португалии, у юго-восточного берега Южной Америки против устья Лаплаты до Фолклендских островов, недалеко от южного окончания Африки (знаменитая банка Агульяс), в Тихом океане — у восточного побережья Японии, у восточного побережья Австралии, у берегов Южной Калифорнии⁴⁴ (см. Кленова, 1948, чертёж № 1 и карту; Emery, 1960, фиг. 63, стр. 69).

Химический состав этих конкреций приведен в табл. XXXVIII. Минералогический состав их представляет собой кальцито-фосфоритовый коагель с преобладанием фторапатита и примесью высокодисперсного кальцита. Иногда кальцит даже преобладает (однако значительная часть этого кальцита определяется детритом известковых организмов и материалом вмещающего осадка). Они содержат от 15 до 30% P_2O_5 , от 8 до 37% $CaCO_3$, а нерастворимый в HCl остаток колеблется в них от 2 до 21%.

Нередко наблюдается значительная примесь гипса (в конкрециях банки Агульяс до 15%) и окислов железа (от 4 до 16 и даже 23%). Отмечена также небольшая примесь карбоната магния (обычно до 5, реже — до 11%)⁴⁵.

Постоянно наблюдается ассоциация фосфоритовых конкреций с комочками глауконита, а также иногда с конкрециями кальцита (банка Челленджера). В древних морях встречались кремнистые фосфориты.

⁴⁴ Эти конкреции, по Эмери, состоят из двух групп: 1) реликтовых, среднемиоценовых; 2) плиоценовых, четвертичных. Если судить по карте Эмери, то в них преобладают миоценовые группы.

⁴⁵ Интересно, что по данным сводки Е. В. Орловой (1951), содержание Fe_2O_3 в ископаемых фосфоритах не превышает 8,1%, обычно — не более 1—2%, содержание SO_3 — не более 4%.

В современных морях кремнисто-фосфоритовые конкреции неизвестны. Морфология и текстура фосфоритовых конкреций изучены хуже, чем их вещественный состав. Ископаемым фосфоритам посвящена большая литература, в которой имеются данные и о современных фосфоритах. Довольно типичные формы показаны на фото у Колле (Collet, 1905) и Эмери (Emery, 1960).

Фосфориты в Южно-Калифорнийском шельфе, по Эмери (1960, стр. 68—74) более чем на 95% залегают на глубинах между 30—300 м, на подводных банках, грядах и некоторых склонах донных впадин, характеризующихся очень медленным осаждением терригенных частиц. Фосфориты установлены в 330 пунктах, общая предполагаемая площадь распространения составляет около 11 000 км² при средней толщине фосфорита около 2,5 см. Фосфориты представлены: 1) одиночными желваками, в форме неправильных бугристых масс (см. Эмери, 1960, стр. 70, фиг. 64) диаметром до 60 см, но обычно меньше 10 см; 2) плитоподобными формами (slabs) плоскими снизу и с желваковато-бугристой верхней поверхностью. В нижней части эти конкреционные плиты (точнее — крупные лепешки) в вертикальном разрезе волнисто- и линзовидно-слоистые (за счет чередования мелких слоев более темного и светлого вещества). В верхней части они представляют собой цементированные скопления желваков — конкреционные фосфоритовые конгломераты. Кроме того, встречаются мелкие фосфатные оолиты, видимо, зародыши более крупных желваков. Характерно присутствие глауконитового фораминиферового песка внутри и вокруг желваков фосфорита, а также и других обломочных частиц в разных количествах. Поверхности конкреций часто покрыты пленкой окислов марганца. Основная масса фосфоритов состоит из почти изотропного коллофана, а также других изотропных фосфоритовых минералов — главным образом франколита. Кроме того, имеются небольшие примеси карбонатов (СО₂ — 3,91—4,87%), полуторных окислов (0,30—3,93%) и органического вещества (0,10—2,25%). Общая сумма конкрецитообразователя составляет от 71,0 до 88,2%. Химическая формула, по Эмери (если пренебречь примесью неопределявшихся сульфатов) — 10Са₃(РО₄)₂·5СаСО₃·4СаF₂·СаО·n·Н₂O. Позднеплиоценовые и четвертичные фосфориты, по Эмери, Батлер и др. (Emery, Butcher a. o., 1952), несколько отличаются от миоценовых по табитусу и составу.

На смену устаревшей концепции биогенного образования фосфоритов пришла теория А. В. Казакова об их физико-химическом происхождении (критические замечания о ней — см. Бушинский, 1952 и др.). А. В. Казаков (1950) провел работы по выяснению условий образования фосфоритов в конкреционной, а не в пластовой форме и высказал ценные соображения в этом направлении. А. В. Казаков и другие ученые (Бушинский, 1952; Страхов, 1963б) установили основные закономерности генезиса и географического распространения фосфоритовых конкреций.

Фосфориты являются морскими образованиями⁴⁶. Они встречаются в открытых морях нормальной солености. В пределах Мирового океана фосфориты приурочены к краевым зонам открытых шельфов с глубинами от 100 до 400 м. До больших глубин они спускаются редко. В пределах этой зоны образование фосфоритов связано, по Казакову, с контактом вод различного состава на краевой зоне шельфа: восходящих глубинных, более холодных вод, богатых СО₂ и растворенными фосфатами, с более теплыми и мелкими водами шельфа. В современную эпоху все эти области приурочены в основном к поясу умеренно теплого, субтропического и умеренного климата, к районам поднятия на поверхность глубинных океанических холодных течений.

Дополнения к этой теории сделаны Г. И. Бушинским и Н. М. Страховым. Последний указывает, что «садка фосфоритов во внутриконтинентальных морях платформенного типа была возможна вовсе не за счет подтока глубинных вод из океанов, а за счет концентрации Р₂О₅ в глубоких горизонтах платформенных морей». Н. М. Страхов разобрал также вопрос о связи фосфоритообразования с климатической зональностью (но,

⁴⁶ Исключение составляют так называемые островные фосфориты метасоматического и частично конкреционного происхождения (Орлова, 1951). Они образуются на островах тропической зоны Мирового океана и отличаются от морских фосфоритов малым содержанием СаСО₃ и Mg.

к сожалению, не использовал данные об их современном распространении) и пришел к выводу, что они образуются и в гумидных, и в аридных зонах, но максимумы образования и формирования почти всех пластовых фосфоритов приурочены к аридным зонам.

Эмери считает, что фосфориты Южно-Калифорнийского шельфа «могли возникнуть путем прямого осаждения в коллоидной форме из морской воды в районах, где холодные глубинные воды, богатые фосфором и другими питательными веществами, поднимаются к поверхности с более высокими рН и температурой и более низким давлением». Эта концепция, очевидно, также является вариантом концепции А. В. Казакова, но «глубинные воды» здесь поступают не из океана непосредственно, а из впадин внутри шельфа. Калифорнийский шельф не является платформенным; это скорее пример современного геосинклинального краевого моря или, еще вероятнее, моря альпийского краевого прогиба. Из карты распространения фосфоритов на этом шельфе видно, что поля фосфоритов представляют собой вытянутые субовальные площади, парагенетически связанные с участками мелководья, лежащими между «впадинами» (basins) независимо от их положения по отношению к берегу и континентальному склону. В прибрежной части шельфа и на границе шельфа с континентальным склоном количество фосфоритов заметно уменьшается.

Конкреционные фосфориты (в отличие от пластовых) образуются только в платформенных областях. Это правило, доказанное в отношении ископаемых фосфоритов, лишь с некоторыми оговорками применимо к современным их разновидностям.

Образование фосфоритовых конкреций связано с перерывом или крайне замедленной седиментацией. Оно приурочено к участкам морского дна, с хорошей аэрацией, богатым, но своеобразным (например, отсутствуют кораллы) бентосом.

В некоторых болотных фациях наблюдались случаи образования скоплений фосфата кальция. Например, Фрайзе (Freise, 1937) были отмечены такие скопления в ассоциации с фосфатом железа в прибрежных озерах штата Эспириту-Санту в Бразилии. Кроме того, алюмофосфатные конкреции известны в некоторых латеритах (см. рис. 9б, 10, 11 и Brandt, 1932).

КОНКРЕЦИИ И ЛИНЗЫ ВИВИАНИТА, КЕРЧЕНИТА, ПИЦИТА

Аморфные выделения, прожилки и иногда настоящие конкреции (которые, к сожалению, обычно в литературе о вивианитах не отделяются от секреторных форм) встречаются в различных типах современных континентальных осадков: болотах и реже озерах⁴⁷ гумидных зон (Андрианов, Смирнов, 1937; Бушинский, 1946; Добровольский, 1957д, 1964; Князева, 1954а, б; Кротов, 1924б; Орлов, 1939; Семенович, 1953, 1958; Федорова, 1964а, б; Шрейберг, 1918; Vemmelen, 1900; Bülow, 1949; Senft, 1862), а также в поймах и дельтах рек. Обычно они связаны с торфяниками.

Болотные вивианиты встречаются исключительно в низинных торфяниках, в участках выходов грунтовых вод (Андрианов и Смирнов, 1937) — «почти всегда в центральной части болота, в самых глубоких по большей части местах его», вероятно, на месте заросших озер грунтового питания (Орлов, 1939) или просто в понижениях болот, с ямами и водными подушками грунтового питания (Vemmelen, 1900).

Следует выделить четыре основные группы новообразований вивианита (рис. 48, 49):

1. Мелкие до нескольких миллиметров в диаметре конкреции, обычно субсферические (см. рис. 48, 2 и рис. 49, 3), а также субцилиндрические

⁴⁷ В частности, в оз. Байкал, некоторых озерах Карелии и Швеции.

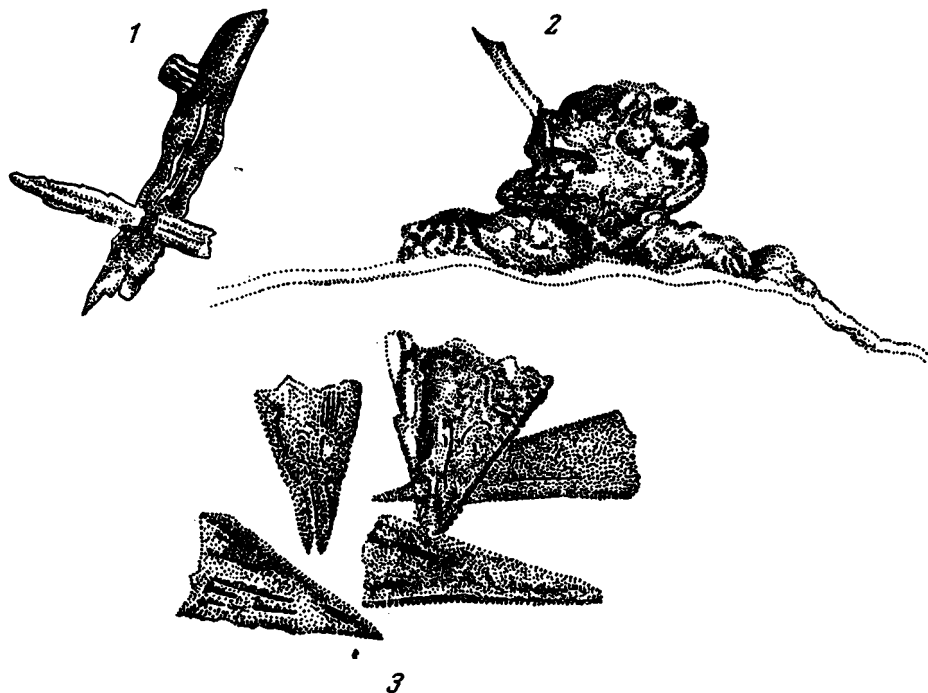


Рис. 48. Секреции (конкреции) вивианита в торфянике Эммер-Компаскуум (Нидерланды; по Bemmelen, 1900)

1 — вивианито-сидеритовая сучкообразная конкреция, обнаруженная в мелких пустотах в линзе сидерита (сбоку выступает «иглолка» кристаллического вивианита); 2 — бородавкообразная вивианито-сидеритовая конкреция, обнаруженная в тех же условиях (сбоку и сверху — иглолки кристаллического вивианита); 3 — кристаллики вивианита со следами фосфата кальция из тех же конкреций, сцементированные сидеритом.

1, 2 — увеличение в 7 раз, 3 — в 250 раз

в форме «сучков» (Bemmelen, 1900; см. рис. 48, 1, 2); веерообразные и звездчатые (см. рис. 49, 1).

2. Мелкие выделения вивианита вокруг растительных и других органических остатков (в частности, трубчатые), а также формы замещения этих остатков.

3. Неправильные прожилки и вкрапления в торфах, одиночные кристаллы и их сростки в гидроморфных и минеральных почвах (см. рис. 48, 3).

4. Линзы торфо-вивианита, описанные А. Н. Орловым (1939), Г. И. Бушинским (1946а), Беммеленом и Фрайзе. Линзы вивианитов в торфяниках могут достигать нескольких десятков сантиметров и даже 1 м мощности и сотен квадратных метров по площади. Иногда они протягиваются узкой длинной полосой и образуют довольно устойчивые залежи, имеющие промышленное значение; чаще всего имеют форму лопасти, иногда — другие формы (плиты, «пласта» или «жилы», или каравая), соответственно формам грунтового потока. Эти линзы, как видно из зарисовок Беммелена и Г. И. Бушинского, часто представляют собой настоящие конкреционные линзы (см. рис. 34). Они приурочены к верхней зоне торфяников (0,75—2,0 м ниже его поверхности, по А. Н. Орлову) и залегают над сидеритовой зоной или ассоциируют с сидеритом и образуются при рН 7,2—7,6 (см. рис. 34, 49).

В торфяниках Нидерландов мелкие (до нескольких миллиметров в диаметре) конкреции или секреции вивианита встречаются в пустотках внутри сидеритовых линз. Эти конкреции бывают бородавчатой и сучковатой формы, с выступающими

наружу отдельными игольчатыми кристаллами (см. рис. 48). В морфологическом строении их наблюдается сходство с формами конкреций вивинанита в четвертичных глинах Таргарской АССР (по Кротову, 1924б).

В. В. Добровольский (1957 г.) описал фосфаты в торфяниках центральной лесостепи. Он отмечает, что они «приурочены исключительно к долинно-балочным торфяникам, имеющим незначительную мощность и площадь распространения, и залегают в виде гнезд и мелких линзообразных землистых скоплений неправильной формы в массе туфа» (стр. 135). В качестве сопутствующих минералов встречается гипс и реже — мелантерит и сидерит; карбонаты железа отсутствуют (что резко отличается от залежей вивинанита в торфяниках лесной зоны).

Среди фосфатов В. В. Добровольский выделяет три разновидности:

1) собственно вивинанит — светло-серая, почти белая масса, быстро синееющая на воздухе;

2) ярко-синий фосфат — первичный продукт окисления вивинанита, устойчивый в условиях дневной поверхности (одинаково часто встречается и выше и ниже уровня грунтовых вод и образует землистые скопления, пронизанные тончайшими волокнами торфа); содержание железистого фосфата превышает 90%. $N_g - 1,655 \pm 0,02$; $N_p' - 1,607 \pm 0,002$; в другом образце $N_g - 1,633 \pm 0,002$; $N_p' - 1,583 \pm 0,002$; очень близок к так называемому керчениту;

3) грязновато-желтый фосфат, образующийся из синего фосфата после длительного пребывания на воздухе; изотропный, мало-прозрачный, $n - 1,634 - 1,662$; ближе всего стоит к фосфориту.

Форма залегания показана на рис. 50.

Химический состав типичных болотных вивинанитов приведен в табл. XL.

Озерные вивинаниты мало изучены, но отмечены в ряде озер гумидных зон (Князева, 1954а, б; Кротов, 1924б; Семенович, 1953, 1958 и др.). Вивинаниты в осадках Байкала кратко описаны Л. М. Князевой (1954а, б).

«Байкальский вивинанит, — пишет Л. М. Князева (1954а, стр. 519), — встречается в восстановительной зоне осадка уже непосредственно под окислительной пленкой и почти исключительно в тонкозернистых осадках (тонкие алевритовые илы, глинистые илы, тонкие алевритовые диатомовые илы, глинисто-диатомовые илы), распространенные в средней части озера».

Вивинанит образует микро- и реже макроконкреции, обычно не свыше нескольких миллиметров, изредка до 1,5 см в диаметре.

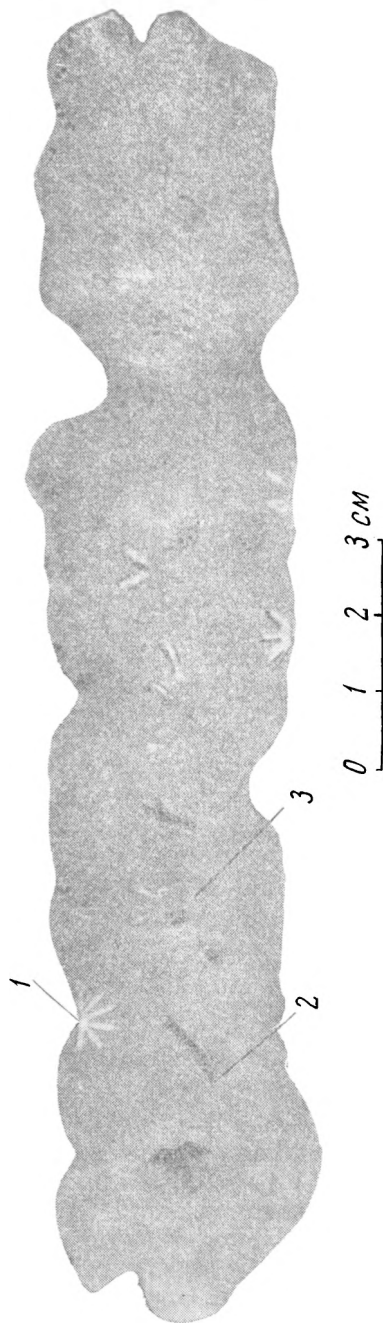


Рис. 49. Конкреция дернового сидерита с вкраплением мелких конкреций вивинанита, пзвлеченная из лугового болота близ Эде (Нидерланды) с глубины 25—30 см (по Bemmelen, 1900):

1 — веерообразные агрегаты (конкреции) в пустотках игольчатых кристаллов вивинанита и отдельные рассеянные кристаллы (светлые); 2 — вивинанито-сидеритовые мелкие цилиндрические (сучкообразные) конкреции (см. рис. 48, 1); 3 — бородавкообразные вивинанитосидеритовые конкреции (см. рис. 48, 2)

Л. М. Князева выделяет четыре основных морфологических типа (см. фототаблицы в ее статье, 1954б):

1. Микрокомочки от долей миллиметра до нескольких миллиметров в диаметре, иногда группирующиеся в тонкие линзовидные прослоечки мощностью в несколько миллиметров.

2. Стяжения, напоминающие обломки древесных веточек, в глинистых осадках южного и среднего Байкала на глубинах от 285 до 1470 м; разрез этих стяжений колеблется от долей миллиметра до 0,6 см.

«Веточки» — прямые или изогнутые, иногда несут своеобразные наросты и на своих концах или наростах имеют неглубокие углубления; в свежем виде окрашены в серовато-синий цвет (1954б, стр. 214). Легко видеть, что эти конкреции аналогичны «сучковидным» конкрециям в торфяниках Нидерландов (см. рис. 48, 49).

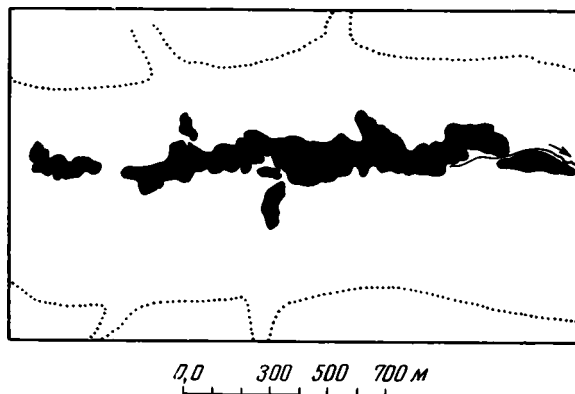


Рис. 50. Схема залегания вивианита на площади болота (по Г. И. Бушинскому, 1952)

3. Шаровидные, или почковидные сростки кристаллов, обладающие своеобразным, ежеикоподобным обликом (от нескольких миллиметров до 0,8 см в диаметре); найдены на глубине 205 м в сильноопесчанном глинистом иле, на уровне около 80 см от поверхности осадка.

4. Отдельные призматические кристаллы до 0,7 см в диаметре или их сростки (беспорядочные, щеткообразные и веерообразные) — до 1,5 см.

Химические анализы этих морфологических типов, к сожалению, Л. М. Князевой не приведены, за исключением одного анализа порошковидного вивианита, который показал: 1,5% SiO₂; 16,68% Fe₂O₃; 27,11% FeO; 0,10% Al₂O₃; следы — Ti; 27,25% P₂O₅; 0,26% CaO; 0,27% — MgO; 0,02% Na₂O; 0,11% K₂O; 0,16 MnO; 27,86% H₂O.

Содержание фосфора было определено в различных морфологических типах и оказалось устойчивым, с колебаниями от 9,07% до 9,60%.

Условия образования вивианитов оз. Байкал Л. М. Князевой недостаточно выяснены. Однако несомненно их раннедиагенетическое происхождение и связь с верхним слоем ила («не глубже 0,80 м от поверхности ила»); рН грунтового раствора колеблется от 6 до 7. Л. М. Князева (1954а) считает, что вивианит «образуется в восстановительной зоне за счет фосфора, увлеченного в адсорбированной форме окислами железа, чем и объясняется приуроченность его выделений к ожелезненным участкам осадка. В образовании вивианита принимает участие также и фосфор, непосредственно выделяющийся при разложении погребенных в иле органических остатков». Необходимым условием является отсутствие карбонатов в иле, что объясняется влажным климатом и слабым развитием карбонатных пород в пределах водосборного бассейна оз. Байкал⁴⁸.

В группе прибрежно-морских озер около устья Рио-Доси происходит интенсивное образование озерного или озерно-болотного вивианита. Здесь оно связано с крайне мелководными (глубиной не более нескольких метров) озерами в области развития тропических лесов, с резко выраженными сухими сезонами, но в общем — с влажным климатом; озера у берегов сильно заросли водной растительностью, зола которой весьма богата фосфором; вместе с линзами вивианита в подчиненном количестве образуется также сидерит (Freise, 1937).

⁴⁸ По-нашему мнению, решающее значение имеет именно климатический фактор.

При окислении болотный и озерный вивианит переходит в керченит (синий вивианит) и затем бераунит и пицит. Линзы пицита по краям переходят в линзы вторичного бурого железняка. Бераунит часто образует эпигенетические (?) конкреции в торфяниках от 1—2 мм до 5 см в диаметре (Орлов, 1939).

Химический состав наиболее чистого образца синего вивианита (керченита) из болот Белоруссии (по Бушинскому, 19466) следующий: P_2O_5 —25,30—30,040%; FeO —0—14,4%; Fe_2O_3 —28,01—50,89%; CaO —0,57%; MgO —0,20%; CO_2 —0,58%; органическое вещество плюс вода—19,20—29,59% (см. табл. XXXI).

С течением времени пициты поглощают кальций и переходят в кальцево-железистые фосфаты (Бушинский, 19466, см. также Фрайзе, 1934).

Известны случаи находок вивианитов в четвертичных прибрежно-морских или лагунных глинах (например, морские четвертичные осадки побережья Балтийского моря).

Географическое распространение вивианитов значительно шире, чем сидеритов.

КОНКРЕЦИИ УЛЕКСИТА

Эти конкреции встречаются очень редко. Они известны в экстрааридных пустынях Калифорнии и Чили. Источником бора, по Ветцелю (Wetzel, 1928), могла быть современная или недавняя вулканическая деятельность. Возможно, способствующим или даже необходимым фактором является сочетание с пустынным климатом горного рельефа, благодаря чему иногда скопления облаков могут создавать сравнительно высокую относительную влажность воздуха, несмотря на отсутствие дождей.

КОНКРЕЦИИ (?) ХЛОРИДОВ

Собственно конкреции не описаны, несмотря на широкое распространение аморфных скоплений и седиментационных корок аутигенных хлоридов в пустынях. Некоторые корки хлоридов, по-видимому, носят конкреционный характер. М. Г. Валяшко (1934) и А. И. Дзенс-Литовский (1945) открыли своеобразные грибообразные стяжения — сростки мелких кристаллов галита (с небольшой примесью окислов железа) в оз. Старом Переконской группы. Эти стяжения связаны, по Валяшко, с взаимодействием грунтовых вод, богатых хлоридом натрия, с хлормagneиевыми водами. Чаще распространены цилиндрические стяжения вокруг корней растений. Возможно, что эти образования имеют конкреционный характер (в особенности грибообразные).

КОНКРЕЦИИ СУЛЬФИДОВ ЖЕЛЕЗА

Макроскопические конкреции сульфидов железа в современную эпоху весьма редки, а микроскопические — распространены широко. Минералогически они состоят из гидротроилита, мельниковита, марказита, пирита.

В континентальных фациях эти конкреции приурочены к некоторым торфяникам, озерам, аллювиальным почвам (пойм и дельта), обычно к их более глубоким слоям.

В озерных сапропелях микроскопические шарики сульфидов железа являются почти обязательным компонентом⁴⁹. Однако во всех этих фациях общее содержание этих шариков все же очень редко превышает 1% общей массы вмещающего их слоя ила, а диаметр отдельных шариков:

⁴⁹ Сапропелевые озерные илы являются зональным типом илов лесной зоны СССР (Гричук, 1949).

обычно не превосходит нескольких долей миллиметра. Часто встречаются микроконкреции моно- и дисульфидов железа и в других озерных илах.

В морских фациях пиритовые конкреции образуются главным образом во внутренних «котловинных» (по классификации Страхова) морях, особенно в илах относительно спокойных и глубоких вод, в частности, в областях сероводородного заражения, но также иногда и в более глубоких слоях илов, с поверхности окисленных. Известны гидротроилитовые (впоследствии переходящие в пиритовые) микроконкреции Черного (Андрусов, 1892; Архангельский, 1932; Волков, 1961; Волков и Остроумов, 1957; Страхов, 1959, 1963а; Страхов и др., 1954; Титов, 1928) и Балтийского морей. А. Д. Архангельскому (1933) удалось даже экспериментально частично воспроизвести процессы образования этих конкреций.

Они широко развиты в лиманах и лагунах (Emery, Stevenson, Hedgpeth, 1957); например, — Украины (см. Егунов, 1898), Нидерландов (Harmsen, 1954; Straaten Van, 1955), Южной Англии (Love a. Murgau, 1963), Калифорнии (Emery a. Rittenberg, 1952), на мангровых (лагунных) побережьях (Brelie u. Teichmüller, 1953) и т. д.

Довольно широко распространены микро- и очень мелкие макроконкреции пирита и в некоторых океанических илах, например, в гемипелагических «голубых» илах. Они очень редко достигают макроскопических размеров (Buchanan, 1892; Andree, 1920 и др.).

Макроскопические (больше 1 мм в диаметре) конкреции сульфидов железа в Черном море встречаются сравнительно редко. Все они относятся к глубоководным глинистым илам.

Н. Андрусовым (1892) были найдены конкреции на глубине 825 м. Позднее они были изучены А. Г. Титовым (1928). Эти конкреции представляют собой своеобразные вытянутые длинные тонкие трубочки, длиной 7—12 мм, толщиной от 0,5 до 2 мм, большей частью изогнутые, иногда — угловато-изогнутые. Кроме трубочек, попадаются округлые желвачки очень небольших размеров. Химический состав (2 анализа): Fe — 44,67—44,88%; S — 48,70—48,39%; CaO — 0,74—0,83%, MgO — 0,33—0,36; Mn — следы; гигроскопическая H₂O — 0,61—0,67; нерастворимый остаток — 4,06—4,14%; органическое вещество — есть; CO₂ — есть, сумма 99,11—99,27%; FeS₂ по пересчету 90,84%.

В 1956 г. экспедиционным судном «Академик С. Вавилов» были обнаружены конкреции близ мыса Кодор (побережье Кавказа) в геосинклинальной части Черного моря, на глубине 540 м. Они представляют собой двухсантиметровый прослой из очень твердых включений черного цвета (фото см. у Волкова и Остроумова, 1957 и Волкова, 1961, стр. 86). Отдельные конкреции из этого прослоя являются комковато-буллитными желвачками, от нескольких миллиметров до 2 см в диаметре, с неправильными, местами несколько угловатыми очертаниями. Они обладают магнитными свойствами.

Конкреции целиком разлагаются соляной кислотой. Химический состав: Fe — 54,50%; S — 38,30%; нерастворимого в HCl остатка 4,50%. Минералогический состав — в основном смесь FeS — «гидротроилита» (60,48%) и FeS₂ в форме мельниковита (30,72%), в соотношении 3FeS : 2FeS₂ (Волков, 1961, стр. 88); есть примесь пирита (или марказита) — около 0,17%.

Конкреции образуются в результате взаимодействия сероводорода с подвижными формами железа и последующего превращения коллоидов сернистого железа в дисульфиды.

В статье Н. М. Страхова (1963), важной и для понимания общих закономерностей конкрециеобразования, описывается гидротроилитовый слой, который бывает сплошным или пятнистым и иногда имеет сложное строение мощностью 10—100 см у верхней границы новоэвксинских отложений с древнечерноморскими. Слой образовался в результате встречи диффузионных потоков сверху и снизу и метаморфизма поровых вод; сверху шла диффузия H₂S и FeS (последнего в коллоидальной форме), снизу — Fe²⁺. Внутри этого слоя выделяются более твердые сгустки и «облакообразные» пятна с отдельными каменистыми конкрециеобразными зернами диаметром до нескольких миллиметров. В уплотненных участках из гидротроилита образуется мельниковит и затем пирит. Это по Страхову «на-

чалая стадия современного процесса конкрециеобразования». Процесс начался приблизительно 5000—8000 лет назад, и за это время образовался гидротроилитовый слой мощностью до 100 см. Процесс шел регионально. Конкреционный горизонт прослеживается почти во всех колонках глубоководных отложений Черного моря и является прекрасным маркирующим горизонтом. Мощность конкреционного горизонта тем больше, чем больше мощность вышележащих осадков. Новозвксинские отложения образовались в водоеме с соленостью 8—9‰, древнечерноморские — 10—18, современные — 18—22‰.

Относительно крупные современные или субсовременные пиритовые конкреции отмечены во внутренних геосинклинальных морях Австрало-Азиатского архипелага. В районе о-ва Кэй они иногда составляют до 30% фракции ила диаметром 0,5—0,05 мм. Отдельные, более крупные конкреции цилиндрической и неправильной формы достигают 2 см в диаметре. Обычно более крупные конкреции пирита в этих морях с поверхности окислены и иногда покрыты известковистыми организмами, что указывает на их субсовременный характер.

Основная масса сульфидов образуется не глубже 3—3,5 м от поверхности осадка. В Калифорнийском заливе, по Эмери и Риттенбергу (Emery a. Rittenberg, 1952, стр. 794), максимум образования сульфидов приурочен к глубине 180—240 см; глубже 480—540 см образование сульфидов прекращается полностью. Как показано Н. М. Страховым (1959), И. И. Волковым (1961) и другими, преобразование сернистого железа в пирит происходит и заканчивается в основном в верхних 20 см восстановительной зоны осадка (Волков, 1961, стр. 79). По Хармсену (Harmsen, 1954) и ван Страатену (Straaten van, 1957 и др.), образование сернистого железа и превращение его в пирит в лагунных («ваттовых») фациях побережья Нидерландов начинается уже в седиментационной фазе, в суспензиях морских илов. Вместе с тем происходит и диагенетическое образование пирита в более глубоких горизонтах осадка, хотя главным образом в самом его верхнем слое.

В целом все же пиритовые конкреции образуются, видимо, обычно в более глубоком слое ила и на более поздних стадиях диагенеза, чем остальные конкреции, описанные выше. В связи с этим их географическое распространение не обнаруживает такой отчетливой связи с общей географической зональностью, какая была установлена выше в отношении остальных современных конкреций.

Распространение макроскопических конкреций пирита имеет, вероятно, более узкий характер, чем микроконкреций, но фактического материала для выяснения этих закономерностей еще недостаточно.

Образование конкреций (микроконкреций) гидросульфидов железа может происходить в одной и той же фации, иногда даже в одном и том же прослоечке ила, с образованием микроконкреций гидроокислов трехвалентного железа, как это, в частности, показал М. Егунов (1898). Это возможно потому, что окислительно-восстановительный потенциал в различных участках ила одного и того же бассейна и даже одного и того же прослоя ила может сильно варьировать. Например, вокруг водорослевых включений образуются микрзоны окисления, которые становятся центром стяжения железа и выпадения его в форме гидроокислов. Казалось бы, можно ожидать образование сидерита в участках ила с промежуточным значением редокса, однако, этого не происходит.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ СОВРЕМЕННОГО ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ КОНКРЕЦИЙ

СРАВНИТЕЛЬНАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ ОТДЕЛЬНЫХ ГРУПП КОНКРЕЦИЙ

Всем группам современных конкреций свойственны определенные закономерности географического распространения. Исключение составляют пиритовые конкреции, распространение которых определяется прежде всего современной ландшафтной зональностью — горизонтальной и вертикальной, но внутри благоприятных зон конкреции приурочены к специфической фациальной обстановке.

Количественное распространение различных групп конкреций весьма различно. Выделяются наиболее распространенные группы, и есть возможность ориентировочно судить об их относительном распространении.

Для этого мы можем воспользоваться данными о площади тех географических зон, с которыми связаны соответствующие группы конкреций.

1. Площади распространения различных групп континентальных конкреций в первом приближении можно считать пропорциональными площадям распространения соответствующих зональных и некоторых интразональных типов почв, как это было показано в предыдущем изложении. Площади распространения различных типов почв неоднократно подсчитывались. Наиболее точные и генетически обоснованные подсчеты были сделаны Л. И. Прасоловым¹ и его сотрудниками (Прасолов и Розов, 1949; Прасолов, 1945, 1946). Аллювиальные и приморские болотные почвы в подсчетах Л. И. Прасолова выделены как азональные типы. Но поскольку общая площадь всех аллювиальных почв составляет, по данным Л. И. Прасолова, всего 2,9% общей площади суши, а площадь маршей и мангровых болот — всего 0,5% (по Гансену, 1962, сумма этих групп почв составляет 3,5%), то отсутствие точных зональных подсчетов по этой группе почв не играет существенной роли для предварительной оценки общих закономерностей территориального распределения конкреций.

Площадь озер и других континентальных вод составляет всего 0,7% общей площади суши. При этом, как было показано выше, распространение различных групп озерных конкреций обычно приурочено к той же географической зоне, что и распространение почвенных конкреций сходного состава.

Мы можем, поэтому, рассматривать озера вместе с соответствующими почвенными зонами.

Количество конкреционного материала на единицу площади каждой зоны (концентрация конкреций по площади) очень изменчиво, и мы пока не располагаем какими-либо определенными цифрами в этом отношении. Однако мы можем приближенно принять, что в почвенных зонах, характе-

¹ Цифры, приведенные Р. Гансенем (1962, стр. 228—229), в основном очень близки или совпадают с данными Л. И. Прасолова.

ризующихся значительным конкрецеобразованием, средние концентрации конкреций по площади не отличаются существенно одна от другой в различных зонах и что поэтому общее количество конкреционного материала приблизительно пропорционально площадям соответствующих зон. Случаи, когда средние концентрации конкреций какой-либо группы отклоняются существенно от обычных для большинства групп массового распространения, ниже будут оговорены отдельно.

Попробуем теперь, исходя из этих предпосылок, оценить относительное распространение различных групп конкреций суши.

Окисно-железистые и марганцово-железистые конкреции широко распространены в подзолистых почвах низменностей, в красно-бурых почвах тропических саванн и в латеритных почвах, т. е. в общем на территории, составляющей около 18,7% общей площади суши. Кроме того, хотя и в значительно меньших концентрациях, конкреции этой группы встречаются на территориях «горно-лесных подзолов», в красноземах субтропических лесов и на незначительной части площади буроземов и красноземов влажных тропических лесов («бурых суглинков»). Наконец, эти конкреции широко распространены в болотных и аллювиальных почвах лесных зон и зоны влажных саванн. Учитывая сказанное, можно считать, что ареал современных конкреций этой группы составляет не менее 30% площади суши. Строго говоря, эти 30% указывают не на величину фактической площади распространения конкреций данной группы, а только на ареал находок зональных групп конкреций в «конкрециеносных» фациях.

Это положение относится и к географическому распространению всех остальных групп конкреций.

Известковистые конкреции широко распространены в черноземах, черных почвах тропических областей, каштановых почвах (включая солончаковые) сухих степей, сероземах «и других почвах пустынных степей»², а также в почвах оазисов, т. е. на территории, составляющей 20,6% общей площади суши. Кроме того, отмечается более или менее значительное распространение известковых конкреций на территории аллювиальных и болотных почв аридных и семиаридных зон; в горно-степных почвах, на части территории «песков пустынь», а также на части территории «почв редколесья и травянистых саванн». С учетом этих данных общий ареал известковых конкреций суши можно определить площадью, составляющей не менее 25—30% общей площади суши.

Гипсовые конкреции довольно широко распространены на территориях каштановых почв сухих степей, сероземов и других почв грунтовых степей, почв оазисов, на части территории аллювиальных почв пустынь и полупустынь, т. е. на территории, составляющей не менее 16,5% общей площади суши. Кроме того, гипсовые конкреции встречаются в песках пустынь и даже в почвах «комбинаций песков и каменистых пустынь», а также в некоторых каменистых пустынях, в черноземах, в некоторых горно-степных почвах и черных почвах тропических областей. Учитывая все это, можно оценить ареал гипсовых конкреций площадью, составляющей 20—25% общей площади современной суши. Но среднее содержание гипсовых конкреций на этой территории значительно меньше, чем средняя концентрация по площади известковистых и железистых конкреций.

Все остальные группы континентальных конкреций по сравнению с перечисленными выше тремя группами распространены незначительно.

Конкреции льда наблюдаются в зоне тундр (4,0% общей площади суши) и в той части лесной зоны, где существует вечная мерзлота: общий ареал конкреций не превышает 6—7% общей площади суши.

² «Серых почвах пустынных степей и оазисов (включая солончаковые)», по терминологии, принятой Ганнсенем (1962, стр. 228), «серо-бурых» почвах пустынь, по Лобовой.

Окисно-марганцовистые конкреции рассеяны на территории примерно тех же зон, что и окисно-железистые³, но концентрация их во много раз меньше.

Конкреции глинозема приурочены к территориям, составляющим не более 2,5% общей площади суши, причем концентрация их гораздо ниже, чем концентрация железистых конкреций на той же территории.

Конкреции или близкие к ним образования кремнезема приурочены к территориям, составляющим не более 3—4% общей площади суши.

Конкреции и близкие к ним образования вивианита и других фосфатов железа довольно широко распространены в аллювиальных, болотных, озерных фациях лесных зон, но общая площадь этих фаций не превышает 1—2% общей площади суши (вероятно, значительно меньше).

Площадь распространения всех остальных групп континентальных конкреций не превышает нескольких процентов общей площади суши, а концентрация по площади значительно меньше концентрации всех перечисленных выше групп.

Этот схематический расчет не учитывает влияния деятельности человека, сильно видоизменившего большую площадь почвенных зон. В культурных почвах обычно значительно сокращается образование железистых конкреций и (в других зонах) в некоторой степени также гипсовых конкреций; влияние на образование известковых конкреций менее ясно.

Количественное распространение различных групп океанических и морских конкреций может быть определено еще менее точно, чем континентальных, но все же общая картина их относительно распространения довольно ясна.

На первом месте здесь стоят окисно-марганцовисто-железистые конкреции, рассеянные на огромных территориях глубоководных красных глин (составляющих большую часть площади океанического дна⁴ и namного превосходящих всю площадь суши), а также среди коричневых илов северных морей и некоторых фаций Балтийского и Черного морей.

Второе и третье место занимают фосфоритовые и известковистые морские конкреции. Для сравнения распространения этих двух групп пока нет достаточных данных. Несомненно, что площадь, занятая ими, в сотни раз меньше площади распространения морских марганцово-железистых конкреций.

Распространение всех остальных групп морских конкреций сравнительно с этими тремя основными группами ничтожно. Таким образом, современные океаны и моря характеризуются чрезвычайно резким преобладанием окисно-марганцовисто-железистых конкреций.

2. По отношению ко всей земной поверхности наиболее распространенную группу составляют конкреции, в которых главным конкрециеобразователем являются окислы и гидроокислы железа и переходные к ним марганцово-железистые конкреции. На их долю приходится более половины всей массы современных конкреций.

Следующую по распространенности группу составляют конкреции с известковистым конкрециеобразователем. На суше по количеству они не уступают железистым конкрециям, но в современных морях по сравнению с железистыми и марганцовистыми их очень мало.

Географическое распространение известковистых конкреций резко отличается и даже как бы противоположно распространению железистых кон-

³ В пределах гумидных зон максимальное распространение сдвинуто по отношению к собственно железистым конкрециям в сторону переходных, семигумидных подзон. Это объясняется в основном тем, что марганец может мигрировать в несколько более щелочной среде, чем железо.

⁴ По Суйковскому (Sujkowski, 1952), площадь распространения красных глин составляет 51 500 000 кв. миль (133,385 млн. км², или 42,3% площади абиссальных осадков).

креций; однако имеются переходные зоны и фациальные обстановки, в которых возможно совместное распространение обеих этих групп (подзона лиственных лесов лесной зоны умеренного пояса, лесостепь, переходная полоса между влажными и сухими саваннами).

Окисно-железистые, марганцово-железистые и известковистые конкреции в совокупности составляют более трех четвертей общей массы современных конкреций.

На третьем месте по степени распространенности находятся или конкреции гипса, или конкреции с преобладанием окислов марганца над окислами железа (на суше на третьем месте находятся конкреции гипса).

Общее распространение на земной поверхности всех других описанных выше групп конкреций пока даже приблизительно трудно оценить. Но можно утверждать, что совокупность конкреций окислов железа, марганца, карбоната, фосфата и сульфата кальция, а также окислов алюминия, водорода и кремния составляет несомненно более 99% современных конкреций.

ГЕОХИМИЧЕСКОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ И МИНЕРАЛОВ В КОНКРЕЦИЯХ

Основным современным конкрециеобразующим химическим элементом является кислород.

Если условно принять содержание окислов трехвалентного железа и окислов марганца равным 60—75% общей массы современных конкрециеобразователей, общее содержание карбоната кальция 15—25%, сульфата кальция — 10%, воды и льда — 5—10% и среднее содержание кислорода в остальных конкрециеобразователях не менее 25%, то среднее содержание кислорода в конкрециях составит 40—45%. Этот подсчет является заниженным. Весовой кларк кислорода в литосфере составляет 47,2% (Виноградов, 1959), в осадочных породах 49,95% (Ферсман, 1934). Среднее содержание кислорода в современных осадках не подсчитано, но, вероятно, не отличается существенно от «кларкового». Среднее содержание кислорода в современных хемогенных и биохемогенных осадках также не подсчитано, но, учитывая относительное преобладание в них карбоната кальция, различных глинистых и гидрослюдистых минералов, можно думать, что оно не превышает также довольно широкое распространение кларкового.

Вторым основным современным конкрециеобразующим элементом является железо, причем главным образом железом трехвалентное.

Если принять, что конкрециеобразователи с большим количеством железа составляют всего 50% общей массы современных конкрециеобразователей (эта цифра, вероятно, занижена), а среднее содержание железа в них равно 50—60%, то в конкрециеобразователях оно составит около 25%⁵. Весовой кларк железа в земной коре, по А. Е. Ферсману (1934), равен всего лишь 4,2% и 5,1% — по А. П. Виноградову (1950). Кларк железа в современных осадках по очень приближенному подсчету составляет около 5%. Таким образом, бросается в глаза огромная относительная концентрация железа (не меньше, чем в 5 раз!) в конкрециях по сравнению с другими современными геологическими телами осадочного, диагенетического и эпигенетического происхождения, а также по сравнению с содержанием железа в природных водах и в изверженных породах.

В лесных зонах и влажных саваннах среднее весовое содержание железа в конкрециеобразователях даже превосходит среднее содержание кислорода, хотя атомное количество кислорода и здесь выше чем железа.

Поскольку во многих конкрециях конкрециеобразователь составляет лишь меньшую часть общего веса конкреционных тел, среднее процент-

⁵ По подсчетам Суйковского (Sujkowski, 1952), среднее содержание в современных осадках Fe_2O_3 — 6,32%, FeO — 0,99%, т. е. содержание общего железа около 5,2%.

ное содержание железа в конкрециях значительно меньше, чем в конкрециеобразователях, однако не меньше 10—15%, т. е. в несколько раз больше, чем во всех других современных геологических телах.

На третьем и четвертом местах в ряду конкрециеобразующих элементов стоят кальций (в форме карбоната, затем сульфата и фосфата) и марганец (в форме гидроксидов).

Среднее содержание кальция в конкрециеобразователях современных конкреций составляет не менее 10%. Это также в несколько раз больше общего кларка кальция в земной коре (около 3,4%, по Кларку, и 3,6% — по Виноградову и Суйковскому). Среднее процентное содержание кальция в стратиффере, вероятно, несколько больше, чем во всей земной коре. По А. Е. Ферсману (1934), кларк кальция в осадочных породах составляет всего 3,82%. Однако этот подсчет устарел. По более новым данным (Суйковский, 1952), оно составляет около 11,1%, в современных глубоководных осадках — более 30%, в общем объеме осадков (включая континентальные) около 7%. Нам думается, что эти цифры несколько завышены, ибо Суйковский недооценивает относительный объем малокарбонатных современных осадков лагун, дельт, внутренних и красных морей гумидных зон. Но даже принимая цифры Суйковского, можно видеть, что в современных конкрециеобразователях наблюдается значительная (хотя и меньшая, чем железа) концентрация кальция (в полтора, а может быть и два раза) по сравнению с другими современными осадочными геологическими телами.

Среднее содержание марганца в конкрециеобразователях составляет не меньше 10—20%, тогда как кларк марганца, по А. П. Виноградову, равен всего 0,09%, а среднее содержание марганца в современных осадках мало отличается от кларка и во всяком случае не превосходит нескольких долей процента (по данным подсчетов Суйковского — около 0,63%). Таким образом, современные конкрециеобразователи характеризуются резкой относительной концентрацией марганца⁶.

Среди остальных химических элементов, участвующих в конкрециеобразователях, важнейшими являются фосфор (конкреции фосфорита, вианита, пицита, как примесь — в ортштейнах и других конкрециях), алюминий (глиноземистые и железистые конкреции, как примесь — в некоторых железистых конкрециях), сера (конкреции гипса и других сульфатов, конкреции сульфидов и гидросульфидов железа), углерод (карбонаты, железисто-гумусовые соединения, примесь органического вещества во многих кальциевых, железистых, фосфористых и других конкрециях), кремний (конкреции кремнезема, как примесь — в некоторых железистых и известковистых конкрециях), водород (в составе воды, которая входит в большинство конкрециеобразующих минералов, и в конкреции льда) и магний (как примесь — во многих известковистых, в некоторых железистых, во многих гипсовых конкрециях, а также в магнезито-известковистых, доломито-известковистых и доломитовых конкрециях).

В очень незначительном количестве встречаются в конкрециях барий (баритовые конкреции), бор (улекситовые), натрий. В еще меньшем количестве — все остальные химические элементы.

Концентрации фосфора и серы в конкрециеобразователях во много раз выше кларковых (кларк фосфора — 0,03%, серы — 0,05%) и средних содержаний их в современных осадках. Может быть, также относительно повышена в конкрециях и концентрация углерода.

Резко понижена в конкрециях концентрация кремния и алюминия. Их содержание в общей массе современных конкрециеобразователей не превышает нескольких процентов и, вероятно, составляет даже менее 1%, в то время как и в горных породах, и в современных осадках они, как из-

⁶ Вместе с марганцем в некоторых группах конкреций (особенно — абиссальных) концентрируются редкие элементы: кобальт, никель, ванадий, вольфрам, иногда — барий, уран и др.

вестно, играют главную роль после кислорода (кларк кремния — 27,6%, алюминия — 8,8%).

Содержание в конкрециях натрия, калия и, быть может, магния во много раз ниже кларковых концентраций. Кларк натрия — 2,6% (в осадочных породах — 0,82%), калия — 2,6%, магния — 2,1% (в осадочных породах — 1,52%); в конкрециеобразователях суммарное содержание натрия и калия — менее 0,1%, а магния во всяком случае меньше 2%.

Таким образом, в целом современные конкрециеобразователи характеризуются относительной концентрацией марганца, железа, кальция, фосфора, серы и резким относительным сокращением содержания кремния, алюминия, калия, натрия по сравнению с земной корой, с современными осадками и природными водами. Содержание углерода характеризуется концентрацией по сравнению с земной корой и осадочными породами в целом, но отношение содержания углерода в конкрециеобразователях и собственно современных осадках — неясно.

К сожалению, не имеется достоверных данных, которые позволили бы охарактеризовать распределение различных химических элементов в собственно хемогенных и биогенных компонентах современных осадков. Однако имеющиеся литературные данные позволяют все же считать, что в хемогенных компонентах (по сравнению с конкрециеобразованием) большую роль играют кремний, алюминий, калий, натрий и меньшую — железо, марганец, фосфор и, вероятно, кальций; точно так же в биогенных — большую роль играют углерод, азот, кремний и меньшую — железо, марганец и сера.

Химические элементы, концентрирующиеся при конкрециеобразовании, входят в группу элементов, которые обычно рассматриваются как «биогенные элементы» современных осадков. Это совпадение не случайно и указывает на огромную роль геобиологических факторов в современном конкрециеобразовании. Однако некоторые биогенные элементы, например, азот и калий, не концентрируются при конкрециеобразовании, и общее соотношение концентраций биогенных элементов в конкрециях ничего не имеет общего с концентрацией их в организмах. Железо и марганец, имеющие относительно ничтожное количественное значение в организмах, играют главную роль в конкрециеобразовании.

Типы химических соединений, входящие в состав конкрециеобразователей или являющиеся основными агентами конкрециеобразования, также отличаются своеобразными особенностями.

Основным типом химических соединений в современных конкрециеобразователях являются свободные окислы, в особенности гидроокислы. На втором месте стоят карбонаты, на третьем и четвертом — сульфаты и фосфаты. Остальные химические соединения играют незначительную роль.

Основными химическими агентами современного конкрециеобразования являются вода, растворенные кислород и уголекислота и, вероятно, также ряд органических кислот, еще мало изученных. Ионы кислорода, карбонатные и гидрокарбонатные являются основными анионами, действующими при конкрециеобразовании. Значительную роль играют также сульфат-ион и фосфат-ион и, вероятно, некоторые анионы органических кислот, которые, однако, не входят непосредственно в состав конкрециеобразующих минералов в сколько-нибудь заметном количестве.

Кислород, уголекислота, органические кислоты являются основными агентами всех современных геохимических гипергенных процессов, и в этом отношении конкрециеобразование подчиняется общим их закономерностям. Однако для современного хемогенного осадкообразования характерно широчайшее образование силикатов и хлоридов, которые в конкрециеобразовании почти не участвуют. Это указывает на резкое отличие химизма конкрециеобразования от химизма остальных современных гипергенных процессов.

Состав современных гипергенных минералов, как остаточных, так и собственно аутигенных, имеет сходные и отличительные признаки с составом конкрецьеобразователей. Все известные нам конкрецьеобразующие минералы встречаются в современных осадках и в других литологических формах (например, в формах пластовых хомогенных осадков, секретонных выделений и т. д.). Но ряд минералов, образующихся при современном осадкообразовании, совсем или почти совсем не входит в состав конкрецьеобразователей. Синтез глинистых минералов (гидрослюд и каолинита) является, вероятно, господствующей формой современного гипергенного минералообразования, однако он идет в основном помимо конкрецьеобразования. Это относится и к другим современным аутигенным силикатам современных осадков и коры выветривания, например, глаукониту и хлориту. Синтез наиболее массовых минералов из группы хлоридов и сульфатов также в основном происходит помимо конкрецьеобразования (за исключением гипса).

Аутигенный кремнезем (широко распространенный в наше время в форме биогенного осадка и различных хомогенных выделений секретонного характера, а также остаточных хомогенных накоплений) в собственно конкрецционной форме сейчас встречается сравнительно редко.

Таким образом, мы видим, что и по составу конкрецьеобразующих химических элементов, и по господствующим типам химических соединений, входящих в состав конкреций или являющихся агентами при их образовании, а также по составу конкрецьеобразующих минералов современное конкрецьеобразование, с одной стороны, подчиняется общим геохимическим закономерностям современного гипергенеза, а с другой — отличается резко выраженными особенностями внутри этих общих закономерностей. Эти особенности резко отличают образование конкреций от образования других современных геологических тел механического, химического и биологического происхождения. Наиболее близки геохимические закономерности конкрецьеобразования закономерностям образования современных хомогенных осадков, но также существенно отличаются от них. Эти отличия указывают на своеобразие конкрецьеобразования, как особого естественноисторического процесса, имеющего только ему присущие закономерности.

Причины этих отличий еще далеко не ясны и требуют специального анализа.

Конкрецьеобразующими химическими элементами являются «биогенные» элементы, создающие труднорастворимые химические соединения, но в то же время обладающие относительно высокой миграционной способностью в некоторых фациях современных природных вод. Основной формой их миграции при конкрецьеобразовании являются истинные растворы, но одновременно они широко распространены и в коллоидной форме.

СООТНОШЕНИЕ КОНКРЕЦЬЕОБРАЗОВАНИЯ С ДРУГИМИ ФОРМАМИ НАКОПЛЕНИЯ ЖЕЛЕЗА, КАЛЬЦИЯ, МАРГАНЦА, ФОСФОРА И СЕРЫ В СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКАХ

Различные химические элементы в современных осадках накапливаются в виде следующих основных литологических форм: 1) осажденного или остаточного обломочного материала; 2) хомогенного осадка; 3) биогенного осадка; 4) остаточных хомогенных или биохомогенных накоплений при выветривании; 5) диагенетических и 6) эпигенетических «новообразований». При этом рассеянные осадочные хомогенные, диагенетические и биогенные накопления как бы сопровождают обломочные.

Очень важно установить закономерности распределения элементов по этим литологическим формам, а также закономерности концентраций хе-

могенных и биогенных компонентов. Н. М. Страхов (1947, 1948в, 1951а) в отношении железа выделил следующие три его типа в современных осадках: 1) «кларковое», т. е. рассеянное (главным образом с обломочным материалом) осадочное железо; 2) «рудное», т. е. осажденное хемогенным или биогенным путем в форме того или другого порообразующего железистого минерала, и 3) диагенетическое. Обобщив большой фактический материал, Н. М. Страхов сумел установить некоторые закономерности, определяющие накопление «кларкового» и «рудного» железа.

Вопрос о закономерностях образования «диагенетического» железа, к которому он относит и все железистые конкреции, им не решен.

Из изложенного видно, что не существует никакого параллелизма между образованием железистых конкреций и содержанием железа в механически принесенном осадке. Образование железистых конкреций в основном зависит от ландшафтно-геологических условий, причем в особенности от климата и растительности. Оно подчинено закону ландшафтной зональности, в то время как накопление железа в механическом осадке в основном зависит от рельефа, состава размываемых пород, геотектонического режима. Зональные ландшафтно-климатические условия проявляются в нем лишь постольку, поскольку они влияют на рельеф и литологический состав размываемых пород, т. е. гораздо более косвенно и в гораздо меньшей степени. Поэтому независимо от состава материнских пород железистые конкреции в неблагоприятных ландшафтно-климатических условиях не образуются. Если же эти условия являются благоприятными, то присутствие материнских пород, богатых железом, повышает интенсивность образования железистых конкреций. В этих пределах существует корреляция между накоплением железа в механическом осадке и конкрециеобразованием.

Более непосредственная связь между накоплением рудного железа и образованием железистых конкреций. В общем, как мы видели, географические закономерности накопления «рудного» железа и железистых конкреций очень сходны между собой. В современную эпоху основной формой рудного железа является конкреционное железо. Однако и здесь нет полного совпадения. Рассеянное хемогенное и биогенное железо выпадает в более разнообразных условиях, чем конкреции. Образование пластовых концентраций рудного железа требует дополнительных физико-географических условий (Страхов, 1951б), не обязательных для конкрециеобразования, и лишь повышенные концентрации железистых конкреций (и не всяких железистых конкреций, а некоторых типов их) являются непосредственным индикатором рудных концентраций железа.

Распределение кальция по различным литологическим типам осадочных диагенетических и эпигенетических образований частично охарактеризовано в работах Н. М. Страхова (1951, 1960, 1963б), Пиа (Pia, 1933а). Однако общие закономерности этого распределения еще не охарактеризованы; в частности, не выделен конкреционный кальций.

Здесь отметим только, что в современных морях, как это показал Н. М. Страхов, основная масса кальция накапливается биогенным путем, в форме карбоната кальция. Хемогенная садка кальцита имеет место в мелководных теплых морях. Конкреционный кальций в форме кальцита, как мы показали выше, приурочен в основном к тем же областям, что и хемогенный осадочный кальцит, но является менее распространенным.

Значительные массы конкреционного кальция в современных морях приходятся на кальций фосфоритовых конкреций, содержащих, кроме фосфата, также значительную примесь сульфата и карбоната кальция. Географическое распространение этих конкреций совершенно иное, чем хемогенного осадочного кальцита.

В общем, можно констатировать, что в континентальных водоемах хемогенная садка кальцита распространена относительно больше, чем

в морских, особенно в более мелких водоемах. Садка хемогенного кальцита в озерах приурочена в основном к аридной и семиаридной зоне (Страхов). Известковые конкреции в озерах, локализуясь в пределах этих зон согласно дополнительным физико-географическим условиям образования конкреций, распространены примерно в тех же зонах, что и «пластовые» химические известковые осадки. При этом известковые конкреции различных ландшафтно-климатических зон и подзон закономерно изменяют свои литологические свойства — конкреции озер подзоны лиственных и смешанных лесов и озер степной зоны, озер полупустынь различаются более резко, чем литологические признаки вмещающих осадков.

Известковые и гипсовые конкреции в почвах распространены в общем так же, как и в озерах. Гипсовые конкреции приурочены к более аридным зонам, чем известковистые. Известковые и гипсовые почвенные конкреции закономерно изменяются по ландшафтными зонам и подзонам. Рассеянные аморфные выделения кальцита и гипса приурочены к тем же зонам, что и соответствующие конкреции, но выходят и за пределы этих зон.

Известковые конкреции в почвах играют главную роль среди всех современных известковистых конкреций суши и моря и, бесспорно, составляют больше 90% всей их массы. Гипсовые конкреции в почвах в современную эпоху распространены меньше, чем известковистые, но по отношению к общей массе гипсовых конкреций играют еще большую роль. В современную эпоху известны только континентальные гипсовые конкреции, хотя в некоторых морских фосфоритовых конкрециях имеется значительная примесь гипса. В экстрааридных пустынях из гипсовых конкреций образуются эпигенетические ангидритовые. Конкреции фосфата кальция в современную эпоху так же, как и в прежние геологические эпохи, отмечены главным образом в морских фациях, хотя своеобразные железисто-кальциевые фосфатные конкреции были выявлены в почвах некоторых болот или озер.

Известковые конкреции одних и тех же климатических зон, но различных геоморфологических обстановок отличаются друг от друга: морские от всех континентальных, среди континентальных — почвенные от озерных. Известковые лёссовые журавчики, или белоглазки черноземов, несмотря на общие сходные зональные черты конкреционного комплекса, ясно отличаются от известковых конкреций озер, будут ли это «водорослевые шары» или пизолитовые и «пузырчатые» конкреции (типа конкреций озер Кулундинской степи), или «кристаллы» горно-степного озера Севан.

Можно констатировать, что географическое распределение конкреционного кальция в общем сходно с распределением хемогенного кальция, но имеет некоторые специфические черты, особенно в современных морских фациях. Оно в общем лишь очень косвенно связано с накоплением «обломочного» кальция, которое приурочено главным образом к некоторым пустыням. Оно отличается от распространения биогенного кальция и собственно эпигенетических, неконкреционных новообразований кальция (прожилков и пр.), имеющего более широкий характер и менее строго связанного с ландшафтными зонами.

Закономерности распространения кларкового марганца, как видно из работ И. К. Авилова и В. Ф. Соловьева (1951), П. Л. Безрукова и др. (1961а, б), Т. И. Горшковой (1961), А. Г. Бетехтина (1948), М. В. Кленовой и А. С. Пахомовой (1940), М. В. Кленовой (1948), К. В. Краускопфа (1963б), А. Б. Ронова и А. И. Ермишкиной (1959) и Н. М. Страхова (1947, 1960), существенно отличаются от закономерностей распространения конкреционного марганца. Осадки, содержащие марганцевые конкреции, несколько богаче и рассеянным марганцем, однако имеются фации с высоким содержанием рассеянного марганца, но совершенно лишённые марганцевистых конкреций (Горшкова, 1961; Manheim, 1961, и др.).

«Рудные» накопления марганца неконкреционного типа в современную эпоху отсутствуют, если не считать некоторых накоплений марганца в континентальных водоемах тропического пояса, литологию которых мы еще недостаточно знаем.

Фосфор в современную эпоху пластовых осадков не образует. Кларковый рассеянный фосфор распространен совершенно иначе, чем конкреционный фосфор, что видно из работ В. С. Бруевича (1940), С. В. Бруевича и Е. Г. Виноградской (1946), М. Л. Будянской (1948), А. В. Казакова (1939, 1950), М. В. Кленовой (1948, 1951), Н. М. Страхова (1960, 1962, 1963б), Емегу (1960) и др.

Конкреционный фосфор представлен тремя основными типами: 1) фосфатом кальция в фосфоритовых конкрециях; 2) фосфатами железа (с примесью фосфата кальция) в вивианитовых и других железо-фосфатных конкрециях, конкреционных линзах и различных «выделениях» в некоторых болотных, аллювиальных и озерных фациях и 3) фосфатом алюминия в некоторых латеритных фациях.

Сера представлена в современных осадках главным образом: 1) рассеянной «кларковой» серой, имеющей весьма разнообразное происхождение и разные минералогические формы; 2) большим количеством серы в пластовых осадках различных сульфатов; 3) серой различных диагенетических и эпигенетических выделений (сульфатов, сульфидов и изредка также других соединений серы); 4) конкреционной серой (сульфаты и сульфиды), главная масса которой должна быть отнесена за счет конкреций гипса; 5) серой поствулканических образований.

Закономерности распространения конкреций со значительным участием серы и закономерности географического распространения других форм накопления серы, очевидно, резко различаются между собой. В частности, многие сульфаты, широко распространенные в природе, совсем или почти совсем не образуют конкреций.

Закономерности географического распространения гипсовых и известково-гипсовых конкреций наиболее близки к таковым хомогенных пластовых осадков сульфата кальция, но все же далеко не совпадают с ними, как это мы видели на примере конкреций гипса в континентальных водоемах. Распространение кларковой серы, приуроченной главным образом к наиболее тонкозернистым водным осадкам, богатым органическим веществом, весьма отлично от распространения «рудной» серы сульфатов, а также конкреционной серы.

Не останавливаясь специально на разборе различных литологических форм распространения других конкрециеобразующих химических элементов и минералов, можно все же констатировать следующее.

Географические закономерности накопления различных химических элементов и минералов в конкрециях и в других литологических формах пластовых осадков (механических, химических) неконкреционного характера взаимосвязаны, но в то же время различны.

Наиболее близко географическое распространение элементов и минералов в форме конкреций и в форме пластовых концентраций хомогенного осадка; это делает конкреции, вообще говоря, индикатором рассматриваемых концентраций, однако и здесь нет полного совпадения, особенно в отношении некоторых конкреций.

Распространение различных химических элементов и минералов в форме конкреций подчиняется наиболее узким и определенным географическим закономерностям, в частности, оно зависит от определенных ландшафтных зон.

Влияние деятельности человека на образование и распространение конкреций

Многие исследователи отмечали образование новых типов конкреций, созданных прямо или косвенно человеком. К ним относятся конкреции, возникающие вокруг брошенных человеком предметов на берегу морей (Andree, 1920; Avias, 1956; Straaten van, 1957), своеобразные полые железистые конкреции, возникающие иногда на месте клубней картофеля (Senft, 1862), известковые конкреции, образующиеся в искусственно орошаемых человеком грунтах пустынь Средней Азии, Африки (Ковда, Кугучков и др.). Железистые конкреции формируются при вторичном оподзоливании буроземов в результате удаления лесной подстилки или насаждения хвойных лесов; или при образовании «почв пустошей» при уничтожении лиственных лесов (Ганнсен, 1962, стр. 64, 101, 105) и т. д. Эта форма влияния человека на образование конкреций сводится к усилению человеком зональных и интразональных естественных конкрециеобразующих процессов и выработке отдельных новых типов этого зонального конкреционного комплекса.

В других случаях человек, наоборот, противодействует естественным процессам конкрециеобразования, подавляет их или придает им другое направление.

Например, окультуривание подзолистых почв в общем разрушает существующие ортзанцы и макроскопические ортштейны и препятствует образованию новых ортштейнов и ортзанцов (Blanck, 19306; Зайцев, 1946). Окультуривание почв полупустынь препятствует образованию известковых, гипсовых и кремнистых корок. Оно создает иное распределение карбонатов в почвенном профиле, удаляет из него (в общем случае) сульфаты, препятствует накоплению значительных масс известковистых конкреций (например, в древних ирригационных почвах Средней Азии — Розанов и др.), а с другой стороны (при расслоении почв), способствует иногда образованию мелких известковых конкреций.

По отношению к конкрециям в почвах деятельность человека в общем проявляется как уничтожающий их фактор, поскольку большинство почвенных конкреций, особенно крупных и корковых форм, отрицательно сказывается на разведении культурных растений или связано с неблагоприятным для него биогеохимическим режимом почв.

Социалистическое сельское хозяйство и лесоводство создают типы почв, лишенные крупных конкреционных корок и панцирей. Однако мелкие известковистые конкреции являются скорее индикатором почв, благоприятных для ряда культурных растений (например, злаков) и в этих пределах улучшение почв не препятствует образованию данных групп конкреций⁷.

Современные конкреционные комплексы и ландшафтно-геохимическая зональность земного шара

Конкреционными комплексами мы называем совокупность типов конкреций, общих особенностей конкрециеобразования и непосредственно связанных с ними особенностей вмещающих пород, присущих определенной генетически единой осадочной породе или комплексу осадочных пород (циклу, подсите, свите, формации).

Конкреционные комплексы были впервые установлены при изучении ископаемых конкреций.

⁷ Мелкие железистые конкреции образуются при осушении торфяников и при переходе от избыточно увлажненных к оптимально увлажненным типам подзолистых почв. В этих случаях они являются скорее благоприятным индикатором.

Каждый конкреционный комплекс представляет собой парагенетическую ассоциацию конкреций и конкреционных пород. Эти парагенетические ассоциации отвечают определенным физико-географическим и историко-геологическим обстановкам.

В современную геологическую эпоху также существуют конкреционные комплексы, отвечающие определенным географическим зонам, областям или районам. Сопоставление географического распространения отдельных групп конкреций, описанных выше, показывает, что существуют комплексы различных групп конкреций, имеющие определенное географическое распространение. Физико-географические границы распространения конкреционных комплексов являются более узкими, чем границы распространения отдельных групп конкреций. В то же время существуют конкреционные комплексы, распространенные на огромных территориях.

Закономерности распространения конкреций рассматривались нами соответственно различным типам геологических и физико-географических единиц: 1) географическим зонам; 2) геоструктурным единицам современной земной поверхности; 3) геоморфологическим «типам обстановок» или фаций; например, речных, морских и т. д. Пространственные границы их, вообще говоря, не совпадают. Хотя каждая конкретная территория всегда одновременно принадлежит к какой-либо географической горизонтальной ландшафтной зоне и какой-то геоструктурной и геоморфологической единице, однако признаки, разделяющие эти единицы, лишь частично совпадают, и, следовательно, единые закономерности распространения конкреций проявляются в различных типах физико-географических районов по-разному.

Основой физико-географического районирования является закон вертикальной и горизонтальной географической зональности, открытый В. В. Докучаевым (1899б), который выделил и описал основные горизонтальные географические зоны суши, а также установил связь этих зон с вертикальной зональностью. «Наложение» вертикальной зональности на горизонтальную создает многообразие географических типов территорий внутри каждой географической зоны. В. В. Докучаев впервые наметил и общую характеристику геохимических (не употребляя этого термина) явлений и процессов, характеризующих каждую зону (1899в). Эти идеи В. В. Докучаева были впоследствии развиты В. М. Вернадским и А. Е. Ферсманом; последний (1934) предложил общую схему геохимической зональности процессов гипергенеза.

Л. С. Берг (1938, 1939, 1945а, б, 1946, 1947) охарактеризовал выделенные В. В. Докучаевым природные зоны более детально для территории нашей страны, особенно с геобиологической и климатической стороны. Некоторые зоны, выделенные В. В. Докучаевым, Л. С. Берг разделил на более узкие зоны. «Ландшафтные зоны» Берга в основном являются детализацией «естественноисторических зон» Докучаева, но, развивая отдельные идеи В. В. Докучаева, Л. С. Берг несколько упрощал их. Он не учитывал в достаточной мере и значения геотектонического (историко-геологического) районирования для физико-географического районирования и неправильно объединял в одни и те же ландшафтные зоны платформенные и геосинклинальные области. Как уже указывалось, ландшафтные зоны Докучаева — Берга являются прежде всего зонами древних платформ; зональность геосинклинальных областей и молодых альпийских платформ имеет более сложный характер и принципиально отличается от зональности древних платформ (Македонов, 1950).

При конкретных описаниях отдельных ландшафтных зон Берг почти не уделял внимания зональным геологическим и геохимическим процессам.

Несмотря на все эти недостатки работ Берга, выделенные им «ландшафтные зоны» в значительной степени отвечают действительной геогра-

фической зональности древних континентальных платформ и являются основными географическими единицами зональности современных гипергенных процессов на суше, в том числе конкрециеобразования. Последующие исследователи продолжали и уточняли идеи и наблюдения Л. С. Берга.

Попытка развить учение о зональности в геохимическом отношении вслед за А. Е. Ферсманом сделана Г. А. Максимовичем (1947а, 1947б, 1955б и др.) и А. И. Перельманом (1955, 1960, 1961).

В последние годы продолжалось обсуждение и общих вопросов географической зональности и географического районирования (см., в частности, Арманд, 1951; Герасимов, 1951б; Григорьев, и Будыко, 1956; Исаченко, 1953, 1956; Макеев, 1951; Марков, 1950; Рябчиков, 1960 и др.).

Конкреционные комплексы горизонтальных ландшафтных зон платформенной суши

Каждая из этих зон характеризуется определенным комплексом конкреций, приуроченным только к этой зоне и характеризующим всю территорию зоны, но в тех ее интразональных и зональных фациях, в которых происходит конкрециеобразование.

Попытка отметить общую зональность «новообразований» сделана в общей схеме гидрохимической зональности суши, предложенной Г. А. Максимовичем (1947а, б, 1955а и др.). «Каждая из широтных зон, — пишет Г. А. Максимович (1947б), — характеризуется определенным составом новообразований, которые формируются при выпадении из почвенных растворов при пересыщении их теми или другими компонентами».

Схема Г. А. Максимовича, однако, им не развита и содержит существенные ошибки: например, для лесной зоны умеренного пояса он считает зональным признаком новообразования карбоната кальция, что совершенно неверно для большей части территории этой зоны. Конкреции не выделяются Г. А. Максимовичем из других «новообразований», хотя зональность конкреций и «примазок» иногда существенно различается.

Схема зональности «геохимических ландшафтов» для равнин Европейской части СССР была предложена А. И. Перельманом (1955, 1960), который развил идеи Б. Б. Полынова (1952) о «геохимии ландшафтов» и разработал ряд вопросов их классификации, районирования и картирования (1955, 1960 и др.). Однако конкреционные комплексы как особый индикатор геохимии ландшафта им не рассматриваются. В упомянутой общей схеме А. И. Перельмана (в графе «Накопление минеральных соединений») соли и гидроокислы железа отмечаются во всех ландшафтных зонах равнин Европейской части СССР, с максимумом в таежной и (затем) тундровой зоне (Македонов, 1957б). CaCO_3 — в зонах смешанных лесов, лесостепей, степей и пустынь, с максимумом на границе подзон черноземных и сухих степей; «легкорастворимые соли» — в степях и пустынях. Другие «минеральные соединения» и различные литогенетические формы «минеральных соединений» не рассматриваются. Не освещаются также и вопросы геохимической зональности морей и крупных озер.

Автор в 1957 г. опубликовал общую схему зональности конкреционных комплексов, карту географического распространения и т. д.

Ряд существенных наблюдений о зональности минеральных новообразований и, в частности, конкреций имеется в статьях и докторской диссертации В. В. Добровольского о «гипергенезе четвертичного периода» в СССР (1964). Конкреции иногда специально выделяются, но в общем рассматриваются вместе с другими новообразованиями; при этом не учитывается, что зональность отдельных типов новообразований сходного минералогического состава бывает весьма различной.

Термин «эпигенетический» В. В. Добровольский употребляет и для обозначения диагенетических образований (понятие «диагенез» Добровольский считает неприменимым к почвам и корам выветривания). В. В. Добровольский пишет (1964, стр. 21): «Замечательной особенностью эпигенетических новообразований является ясная их приуроченность к определенным ландшафтам».

Этот вывод в общем вполне согласуется с выводами статьи автора (1957) настоящего исследования. Богатый материал, собранный В. В. Добровольским и, в частности, его петрографические и геохимические исследования новообразований, по возможности учтены выше в тексте книги. Следует только отметить, что не только парагенетические ассоциации всех новообразований, но и ассоциации именно конкреций являются особенно специфичными индикаторами зональных и азональных типов ландшафтов. При этом имеются, как мы видели, не только ассоциации, но и некоторые отдельные зональные типы конкреций.

Границы ландшафтных зон для территории Советского Союза принимаются нами, в основном соответственно Л. С. Бергу, с некоторыми изменениями, которые оговорены ниже⁸. Для других стран комплексное районирование по зонам еще мало разработано. Наиболее ясно выделяются почвенно-географические и геоботанические зоны, границы которых нами приняты в основном соответственно Л. И. Прасолову (1937, 1945), В. В. Алехину (1938, 1950), Е. В. Вульфю (1944), П. Д. Ярошенко (1953), А. П. Шенникову (1964). Границы почвенно-географических и геоботанических зон, однако, не всегда совпадают между собой. Границы конкреционных зон суши ближе всего стоят к границам почвенных зон. Точно установить границы конкреционных зон мы пока не можем, но имеем основание предполагать, что отклонения границ конкреционных зон от границ крупных почвенных зон большей частью незначительны. Данные (там, где они есть), позволяющие установить эти отклонения, нами учтены. Мы старались учесть также некоторые дополнительные данные о географических зонах суши земного шара, имеющиеся в работах Н. Н. Иванова (1948 и др.) и ряде работ А. А. Григорьева (1936, 1946а, б, 1947), И. И. Забелина (1959), А. Г. Исаченко (1952, 1953, 1962), И. С. Лупиновича (1947), С. А. Макеева (1951), Ф. П. Милькова (1949, 1951, 1952), Г. И. Рихтера (1961), А. М. Рябчикова (1960) и др.

Среди попыток дополнить схемы зональности Л. С. Берга следует отметить, в частности, предложенную А. А. Григорьевым и М. И. Будыко (1956) сводную таблицу географической зональности земного шара. Она несколько детальнее, чем схемы Л. С. Берга, характеризует зональность тропиков и субтропиков и правильно исключает «средиземноморскую» зону, но с точки зрения наших целей слишком схематично характеризует степную зону и лесостепь. В основе схемы зональности Григорьева — Будыко лежат сочетания величины радиационного баланса и количественных гидротермических показателей «радиационного индекса сухости». Простейший гидротермический показатель географических зон Докучаева — Высоцкого — отношение суммы годовых атмосферных осадков к испаряемости — ранее был изучен Н. Н. Ивановым (1948) под названием «коэффициент K ». М. И. Будыко (1951) предложил усовершенствовать этот коэффициент. Его «радиационный индекс сухости» R/Lr включает отношение годового радиационного баланса (R) к скрытой теплоте испарения (L), помноженной на сумму годовых осадков (r).

Зональные величины этого индекса приведены в таблице А. А. Григорьева и М. И. Будыко. Однако границы зон, характеризующие Н. Н. Ивановым, в сущности мало отличаются от границ зон по Григорьеву и Будыко, а фактический материал, приведенный в работе Иванова, остается пока наиболее конкретным и полным. Поэтому при характеристике зон мы пользуемся коэффициентом K по Н. Н. Иванову, хотя несомненно, что коэффициенты Григорьева — Будыко более глубоко и адекватно характеризуют гидротермический режим.

Дадим теперь краткое описание (в отношении состава и характера конкреционных комплексов) географических зон платформенной низменной суши северного полушария, которые являются наиболее изученными (см. рис. 1—3).

Арктическая, или ледовая зона с ледовым покровом в течение всего года. Сюда относятся большая часть Гренландии, Земли Франца-Иосифа и ряда других островов Северного Ледовитого океана. Конкреццеобразование здесь отсутствует, если не считать специфических новообразований — криоконитов, имеющих скорее всего неконкреционное происхождение.

К арктической зоне, кроме области вечных льдов, можно отнести и область «полярной пустыни», где сомкнутые фитоценозы играли подчиненную роль, а главным растением — эдификатором являются накипные лишайники (Александров, 1950). Эту область можно рассматривать и как

⁸ При этом речь идет в большинстве случаев не о линейных «рубежах» (Григорьев, 1947), а о переходных полосах, более или менее относительно узких (Исаченко, 1952; Мильков, 1952). Общая схема зон Л. С. Берга для Русской равнины и сопоставление со схемами других авторов показаны в таблице Исаченко (1953, стр. 238—239).

самостоятельную зону, и как особую подзону следующей, субарктической зоны. Здесь образуются только некоторые конкреции льда.

Субарктическая зона. Ее границы отвечают «Субарктике» А. А. Григорьева (1946б), зоне тундр В. В. Докучаева и Л. С. Берга, за исключением подзоны лесотундры, которую по конкрециям правильнее относить к лесной зоне.

От «полярной пустыни» зона тундры отличается господством сомкнутых фитоценозов и наличием высшей растительности.

В некоторых фациях почв этой зоны происходило образование довольно разнообразных конкреций льда. Встречаются также мелкие железистые прикорневые конкреции (Коницев, 1959), в очень небольшом количестве. Конкреции льда наблюдаются и в некоторых областях таежной подзоны лесной зоны, в участках развития вечной мерзлоты. Однако они представлены там только частью типов конкреций льда, встречающихся в тундрах, и нигде не являются господствующими элементами конкреционного комплекса.

Зона лесов умеренного пояса, выделенная В. В. Докучаевым, отчетливо разделяется по составу растительности, почв, климату и комплексу элементов ландшафта на две крупные подзоны: 1) тайги и 2) смешанных лесов. Коэффициент $K > 1$ (Иванов, 1948).

В Западной Европе и Северной Америке может быть также выделена у южной границы этой зоны особая подзона широколиственных лесов. Эту подзону по ряду признаков можно относить и к следующей, лесостепной зоне (Берг, 1947; Григорьев и Будыко, 1956).

В отношении конкрециеобразования границы лесной зоны умеренного пояса в основном совпадают с границей распространения подзолистых почв в плакорных фациях, однако этот вопрос требует еще дополнительного исследования.

Конкреционный комплекс почв элювиального ряда лесной зоны умеренного пояса включает в себя: 1) специфические гумусово-железистые и железисто-гумусовые конкреции из группы ортштейнов и ортзандов; 2) железистые трубчочкообразные прикорневые конкреции; 3) в резко подчиненном количестве — гумусово-железисто-марганцовистые «ортштейны»; 4) мелкие известковистые и железисто-известковистые конкреции в более глубоких горизонтах почвенного профиля в форме мелких желвачков и прикорневых трубчочек, исключительно в некоторых интразональных фациях (только в южной подзоне).

Железистые конкреции приурочены к почвенным горизонтам A_2 и В. В подзолистых горизонтах иногда встречаются микроконкреционные (?) стяжения кремнезема — «фитолитарии» (Зимовец, 1963; Ковда и др., 1958; Парфенова, 1947, 1949, 1956), но макроскопические конкреции кремнезема отсутствуют.

Конкреционный комплекс почв гидроморфного ряда (болотных и аллювиальных) включает в себя: 1) железистые и марганцовисто-железистые конкреции, описанные выше; 2) конкреции сидерита (в резко подчиненном количестве и только в некоторых фациях низинных торфяников); 3) конкреции вивианита и пицита; 4) иногда в очень небольшом количестве и очень мелкие (меньше 1 см в диаметре) конкреции мелантерита (в болотах); 5) иногда также очень мелкие конкреции сульфидов железа (в болотах, в некоторых озерных и аллювиальных илах); 6) иногда (в некоторых болотах) конкреции (?) доплерита.

Конкреционный комплекс озерных фаций состоит из: 1) железистых и железисто-марганцовистых конкреций, описанных выше; 2) (в подчиненном количестве) известково-железистых прикорневых трубчочкообразных конкреций, приуроченных только к южной подзоне (смешанных ле-

сов); 3) некоторых известковых озерных «туфов» и «корок», наблюдаемых только в южной подзоне.

Состав конкреционных комплексов всех этих типов фациальных обстановок зоны во многом настолько аналогичен, что в совокупности конкреционные комплексы почв болот, речных долин и озер зоны образуют существенно единый конкреционный комплекс всей лесной зоны умеренного пояса. В этом комплексе резко господствующим элементом являются окисно-железистые и марганцовисто-окисно-железистые конкреции, составляющие более 95% всех конкреций зоны.

В целом зону по господствующим компонентам вещественного состава конкреционного комплекса можно назвать известковисто-гумусово-марганцово-железистой конкреционной зоной (вещественные компоненты перечислены в порядке возрастания их содержания; железистый компонент резко господствует).

Общая схема расположения озерных, болотных и почвенных конкреций лесной зоны и путей конкрециеобразователей показана на рис. 7, а диаграмма состава природных вод зоны — на рис. 18.

Подзоны тайги и смешанных лесов характеризуются резко отличными разновидностями этого общего конкреционного комплекса лесной зоны.

Подзона тайги — это собственно гумусово-марганцовисто-железистая конкреционная подзона или зона; известковистые конкреции отсутствуют. Максимум конкреций связан с полосой северной тайги.

Подзона смешанных лесов характеризуется в среднем большей примесью марганца в железистых конкрециях и содержит в качестве второстепенного компонента конкреционного комплекса также мелкие железисто-известковистые и даже иногда собственно известковистые конкреции. Известковистые конкреции в почвах этой подзоны приурочены к пятнам дубовых и некоторых других широколиственных лесов (поддубицы), а также к некоторым обогащенным карбонатом интразональным аллювиальным почвам. В озерах, болотах и болотно-аллювиальных почвах наблюдаются иногда полуконкреционные известковистые образования типа известковых туфов и «травертинов», а также прикорневые железисто-известковистые мелкие конкреции.

В целом подзона смешанных лесов может быть названа известково-марганцовисто-железистой конкреционной подзоной.

Подзона широколиственных лесов, выделяющаяся только в некоторых областях лесной зоны умеренного пояса, по особенностям растительности, климата и почв резко отличается от остальной лесной зоны. Она имеет переходный характер и может быть отнесена как особая подзона к территории следующей лесостепной зоны (Берг, Добрынин и др.). Если коэффициент K (отношение осадков к испаряемости), по Н. Н. Иванову (1948), для обеих предыдущих подзон не меньше 1,0 (для таежной подзоны, вероятно, больше 1,2), то в подзоне широколиственных лесов он везде меньше 1,2; иногда даже меньше 1,0.

В Европе подзона широколиственных лесов делится на две полосы или области: полосу буковых лесов и полосу дубовых лесов. В полосе или области более влажных буковых лесов коэффициент K составляет 1—1,2 (Добрынин, 1948а). Почвы здесь представлены главным образом бурыми лесными почвами обычно без конкреций (Антипов-Каратаев, 1947; Зонн, 1963), иногда с мелкими железистыми конкрециями в горизонте С (Глинка, 1911 и др.; Stremme, 1930в и др.); иногда встречаются также оподзоленные почвы (Янакиев, 1947 и др.). В полосе дубовых лесов коэффициент K составляет 0,8—1,0 (Добрынин, 1948б). Почвы — бурые и серые лесные, изредка с мелкими известковыми (железисто-известковыми) конкрециями. Область распространения известковых псевдowodорослевых желваков в озерах совпадает с подзоной широколиственных лесов и в особенности, хотя с отклонениями, с ее более сухой, «дубовой» полосой.

С другой стороны, в пределах почти всей подзоны широколиственных лесов встречаются фации смешанных и даже (интразонально) хвойных лесов, а также участки подзолистых почв, особенно в «буковой» полосе. В среднегорных и предгорных ландшафтах Средней Европы широко распространены интразональные участки с подзолистыми почвами и ортштейнами, которые, однако, можно уже относить к другой вертикальной зоне.

По общей интенсивности конкрециеобразования подзона тайги значительно превосходит подзону смешанных лесов.

Подзона лесотундры по составу конкреций близка к подзоне тайги, но конкрециеобразование понижено; ортштейны и ортзанды относительно богаче гумусом и беднее железом, чем в более южных районах лесной зоны⁹.

Лесостепь. Эта зона по площади гораздо меньше лесной зоны. Тем не менее Л. С. Берг и большинство других советских географов выделяют ее как особую самостоятельную ландшафтную зону. Коэффициент K колеблется между 0,60 и 0,99 (Иванов, 1948).

Конкреционный комплекс занимает промежуточное положение между конкреционным комплексом лесной и степной зон, но в целом стоит ближе к степной зоне, так как в нем преобладают известковые конкреции. В плакорных почвах он ближе к конкреционному комплексу степной зоны (известковые конкреции черноземов зоны); в гидроморфных почвах болот и речных долин, по-видимому, местами ближе к конкреционному комплексу подзоны смешанных лесов лесной зоны, однако в озерах полосы «широколиственных лесов» также ближе к степной зоне.

В южной лесостепи, особенно в областях с более континентальным климатом (например, лесостепь Поволжья), в солонцеватых и солончаковатых интразональных почвах речных долин широко развиты известковые конкреции, иногда окремненные или сопровождающиеся вторичными кремнистыми образованиями. В северной лесостепи в участках с избыточным увлажнением встречаются железистые конкреции при общем преобладании известковистых; железистые конкреции иногда сильно обогащены марганцем.

В песчаных почвах водоразделов и некоторых речных террас, в интразональных сосновых борах развиты ортштейны, близкие к ортштейнам лесной зоны (например, в Хреновском лесу Воронежской области). В озерах широко развиты известковые конкреции («псевдоводорослевые желваки» озер подзоны широколиственных лесов). В целом по составу конкреций лесостепную зону можно назвать железисто-известковистой, поскольку в ней преобладают известковистые конкреции.

От обеих соседних зон зона лесостепи отличается также некоторым общим понижением конкрециеобразования, так как ряд характерных для лесостепи почвенных фаций (серые лесные почвы, выщелоченные и северные черноземы) лишены или почти лишены конкреций. В северных черноземах карбонаты представлены главным образом не в форме конкреций, а в форме «плесени» (псевдомицелия; Берг, 1947).

Известковые конкреции приурочены в основном к мощным и тучным черноземам, развитым главным образом в южной полосе или особой подзоне этой зоны. Они залегают здесь в более глубоких, чем в степных черноземах, горизонтах почвенного профиля и характеризуются незначительной примесью окислов железа в составе конкрециеобразователя.

Степная зона умеренного пояса. Эта зона может быть названа уже семиаридной. Коэффициент K составляет от 0,59 до 0,30.

Конкреционный комплекс почв элювиального ряда характеризуется резким преобладанием известковых конкреций. Известковые конкреции приурочены к горизонтам В и С почвенного профиля.

⁹ Некоторые авторы (Рябчиков, 1960) рассматривают подзоны лесной зоны как самостоятельные зоны.

В южной (и реже — в северной) части зоны, в южных черноземах и каштановых почвах, в более глубоких горизонтах почвенного профиля залегают мелкие конкреции гипса.

В горизонте С, особенно в северной части зоны, встречаются специфические очень мелкие (не больше 3 мм в диаметре) магнезиально-известково-железисто-марганцовистые конкреции.

Конкреции почв гидроморфного ряда имеют в общем тот же состав, что и конкреции почв элювиального ряда, но известковые конкреции в солонцеватых и солончаковатых почвах зоны часто в той или иной степени окремнены. Иногда встречаются известково-гипсовые конкреции. Некоторые известковые конкреции имеют значительную примесь карбоната магния. Встречаются также мелкие выделения («трубочки» и др.) гидроокислов железа и марганца (особенно в аллювии).

Конкреции в озерных осадках представлены главным образом известковистыми, магнезиально-известковистыми и изредка гипсовыми разновидностями. Магнезиально-известковистые и гипсовые конкреции приурочены к южной окраине зоны (озера каштановых сухих степей). Известковистые конкреции в степных озерах резко отличаются по составу, морфологии, текстуре и структуре от известковых конкреций подзоны лиственных лесов (например, «кристаллы» оз. Севан, туфовидно-желваковатые известковые конкреции озер Кулундинской степи и т. д.).

Конкреционные комплексы различных фациальных обстановок степной зоны весьма сходны между собой и объединяются в единый конкреционный комплекс степной зоны. Этот комплекс характеризуется резким преобладанием собственно известковистых конкреций, которые составляют, вероятно, более 80% общей массы конкреций зоны. В качестве второстепенных компонентов комплекса присутствуют известково-гипсовые, гипсовые и (редкие и очень мелкие) смешанно-известково-магнезиально-железисто-марганцовые конкреции. Комплекс в целом может быть назван железисто-марганцовисто-магнезиально-гипсово-известковистым, или просто известковистым.

Известковистые конкреции во всех фациях представлены почти исключительно мелкими формами и не образуют поверхностных известковых корок.

По характеру конкреционных комплексов степная зона разделяется на две подзоны: северную и южную.

Северная подзона приблизительно отвечает подзоне обыкновенных черноземов и разнотравных степей. Она характеризуется отсутствием гипсовых конкреций и может быть названа собственно известковистой конкреционной зоной. В интразональных избыточно увлажненных фациях встречаются в незначительном количестве железистые конкреции.

Вторая, более южная и сухая подзона характеризуется широким распространением (кроме известковистых) гипсовых конкреций (в более глубоких — с глубины 110—150 см — горизонтах почв) и в южной полосе, в озерах — специфическими туфовидными желваковатыми, известковыми и магнезиально-известковыми конкрециями (озера Кулундинской степи). Южная, более сухая полоса приблизительно совпадает с областью распространения так называемых темно-каштановых почв и «низкотравных степей» (Ганнсен, 1962; см. сопоставление разных схем у Исаченко, 1953, стр. 238—239).

Сочетание хорошо развитых известковых иногда даже плит (?) и гипсовых конкреций в почвах; известковых туфовидно-желваковатых, магнезиально-известковистых и изредка гипсовых в озерах; известковых, известково-гипсовых, гипсовых и иногда окремненных известковых и кремнисто-известковистых в солончаках и солонцах создает характерный

конкреционный комплекс этой подзоны. «Каштановые» почвы этой подзоны имеют много общего с почвами полупустынь, так же, как и интразональные солончаки и солонцы. Это сходство отражается и в составе конкреций.

Зона полупустынь умеренного пояса и субтропиков. Это — переходная зона, границы которой по-разному определяются в географической литературе. Коэффициент K , по Н. Н. Иванову, колеблется от 0,13 до 0,29.

По характеру конкрециеобразования, границы этой зоны приблизительно отвечают границам полярных степей, светло-каштановых, серых и бурых почв полупустынь.

В условиях теплого умеренного климата эта зона характеризуется суммой годовых осадков от 200 до 300 мм (но часто со значительными отклонениями от этих показателей) и наличием сезона со значительным увлажнением и интенсивным развитием растительности, образующей местами сомкнутые фитоценозы.

Конкреционный комплекс почв полупустынь включает известковые конкреции как в форме отдельных изолированных конкреций, так и в форме слитных конкреционных плит (в гидроморфных почвах типа «шохов» и т. п.) и поверхностных известковых корок. Одновременно широко распространены — в некоторых фациях даже обязательны — гипсовые конкреции. Известковые конкреции нередко содержат значительные примеси аутигенного кремнезема (кремнисто-известковые конкреции солончаков полупустынь); присутствуют также примеси гипса и карбоната магния.

В широко развитых в этой зоне засоленных гидроморфных почвах (солончаки), кроме известковых, гипсовых и гипсово-известковистых конкреций, образуются еще иногда и своеобразные смешанные железисто-магнезиально-известковистые, или железисто-доломито-известковистые конкреции, играющие, впрочем, незначительную роль в конкреционных комплексах.

Конкреции озер этой зоны (в тех местах, где они изучены) представлены известковыми и магнезиально-известковыми формами. В целом конкреционный комплекс зоны можно определить как магнезиально-кремнисто-гипсово-известковистый или кремнисто-гипсово-известковистый.

В отличие от предыдущей зоны здесь образование конкреций в почвах происходит за счет сочетания нисходящих и восходящих движений, причем восходящие движения в отдельных фациях могут даже преобладать. Конкреции занимают в среднем более высокое положение в почвенном профиле, чем в предыдущей зоне.

Зона периодически увлажняемых пустынь. В этой зоне общая сумма годовых атмосферных осадков меньше 200 мм, среднегодовая температура выше $+15^{\circ}$. Характерно существование периодически повторяющихся сезонных дождей или ливней. Коэффициент K меньше 0,13—0,15, но в отдельные месяцы он может быть больше. Границы зоны близки к границам «полосы полярных и соляноквых пустынь» и «серо-бурых почв».

Конкреции — почти исключительно почвенные, связанные главным образом с интразональными гидроморфными или переходными к ним почвами. Конкреционный комплекс: гипсовые конкреции, часто в верхних горизонтах почвенного профиля (в том числе крупные розеткообразные формы в более увлажненных песчаных фациях), гипсовые туфы; местами — гипсовые корки, известковые конкреции и корки; в некоторых фациях субтропических и тропических пустынь — кремнистые корки и, может быть, также изредка кремнистые конкреции. К этой же зоне относятся специфические прикорневые ветвистые известковые конкреции типа «аккырш» и родственные им кремнисто-известковистые образования.

Собственно известковые конкреции играют меньшую роль в конкреционном комплексе, чем в предыдущей зоне. Некоторые фации (гипсоносные сероземы, такыровидные солончаковатые сероземы) содержат гипсовые, но лишены известковистых конкреций.

Основная масса конкреций образуется в интразональных фациях с повышенным увлажнением (понижения рельефа с неглубоким уровнем грунтовых вод, оазисы, речные поймы и дельты, орошаемые равнины, предгорные низменности). В орошаемых пустынях и речных долинах развиты известковые плиты типа «шохов» с примесью $MgCO_3$ (магнезита).

В формировании конкреций (особенно крупных корок и плит) более значительную роль, чем в предыдущих зонах, играют восходящие движения растворов в профиле почв или коры выветривания.

В целом конкреционный комплекс может быть назван известково-гипсовым, или кремнисто-известково-гипсовым.

Точная географическая характеристика конкреционного комплекса этой зоны затрудняется тем, что значительная часть конкреций, описанных в пределах периодически увлажняемых пустынь, является реликтом субсовременного четвертичного и даже верхнетретичного времени с более влажным климатическим режимом, чем современный. Этот режим был довольно близок режиму современной зоны полупустынь. Поэтому данная зона выделяется нами пока условно.

В некоторых областях (Северная Африка) намечается четкая смена зоны известковых корок зонной гипсовых корок. Это указывает на существование определенной зональности конкреционных комплексов, которая отвечает переходу от полупустынь к собственно пустыням, подвергающимся периодическому увлажнению. Поэтому можно предварительно выделить самостоятельную конкреционную зону «периодически увлажняемых пустынь».

Группа семиаридных и аридных зон степей, полупустынь, увлажняемых пустынь (особенно если исключить более влажную подзону степной зоны, без гипсовых конкреций) обладает многими общими чертами конкреционных комплексов и может быть названа поясом кремнисто-гипсово-известковистых конкреционных комплексов.

Подразделение этого пояса на зоны, сделанное выше, приближается к принятому у Берга и других советских географов (Иванов, 1948; Кузнецов, 1949; Суслов, 1947; Исаченко, 1953 и др.) делению на ландшафтные зоны. Однако подзону каштановых сухих степей степной зоны и подзону или зону полупустынь со светло-каштановыми почвами, вместе с интразональными солончаками, по характеру конкреционных комплексов, может быть, правильно объединить в одну гипсово-известковистую или кремнево-гипсово-известковистую, или магнезиально-кремнисто-гипсово-известковистую конкреционную зону. В составе конкрецееобразователя этой зоны еще весьма отчетливо преобладает карбонат кальция, и только в ней развиты мощные (более нескольких сантиметров) известковые плиты и коры.

Более аридные области полупустынь и зону периодически увлажняемых пустынь с типичными сероземами, с максимальным гипсообразованием с глубины 0,5—2,0 м и меньше и образованием гипсовых плит, можно объединить в известково-гипсовую конкреционную зону, отвечающую субтропическим и тропическим полупустыням. Пустынная же зона отвечает только части зоны пустынь Докучаева — Берга.

Окончательный выбор между этими двумя вариантами зонального районирования конкреционных комплексов можно сделать лишь после более детального изучения существующего литературного материала о конкрециях.

Л. С. Берг (1939), разделяя «зону пустынь умеренного климата» и «зону тропических степей и пустынь», не дает обоснований этого деления.

Очевидно, что тропические степи не могут объединяться в одну зону с тропическими пустынями.

Пока нет достаточных данных, чтобы уверенно различать конкретные комплексы пустынь умеренного пояса (например, типа центральноазиатских) и пустынь субтропиков и тропиков (типа Сахары), но, очевидно, что такие отличия все-таки существуют: в частности, массовое образование кремнеземистых кор свойственно, видимо, более жарким пустыням. В отношении центральноазиатских пустынь следует учитывать их более высокое гипсометрическое положение, вследствие чего они в значительной части относятся к горным пустыням. Эти горные пустыни имеют специфические черты, отличающие их от всех пустынь низменностей.

Зона (или область) экстрааридных пустынь. Образование конкреций здесь не происходит, за исключением некоторых эпигенетических конкреций, возникающих путем дегидратации вещества первичных конкреций (например, ангидрита). Эта зона, как и зона ледовых приполярных пустынь, является в основном зоной «отрицательного» конкрециеобразования.

Зона субтропических влажных лесов. В почвоведческой литературе к этой зоне относят субтропические подзолы, красноземы, желтоземы. Конкреционный комплекс почв зоны небогат и представлен в основном окисно-железистыми и частично глиноземисто-железистыми (в значительной части, вероятно, реликтовыми) конкрециями. Они отличаются от ортштейнов и ортсандов лесов умеренного пояса по составу (более высокое содержание железа) и другим литологическим признакам; ассоциация с железо-алюминиевыми конкрециями также резко отличает конкреционный комплекс этой зоны от комплекса лесной зоны умеренного пояса, несмотря на ряд сходных признаков.

В то же время в отличие от сходных тропических конкреционных комплексов собственно глиноземистые конкреции в современных условиях, по-видимому, не образуются, и примесь глинозема в железистых конкрециях отсутствует или гораздо меньше; конкрециеобразование в типичных зональных фациях незначительно.

Конкреционный комплекс гидроморфных почв и водных осадков этой зоны мало изучен и, видимо, беден. Можно предполагать существование аналогов озерных железных руд. В то же время, если эти аналоги будут обнаружены, то их количественное распространение в современных условиях этой зоны не может быть значительным, и они должны ясно отличаться от озерных железистых конкреций тайги.

Зона субтропических влажных лесов как географическая единица еще недостаточно изучена. Участки этой зоны, хорошо изученные в Закавказье, обладают рядом специфических особенностей, свойственных геосинклинальным областям, и поэтому зональный комплекс географических условий здесь осложнен. Конкреции этой зоны в платформенных областях (например, на юго-востоке США) еще недостаточно изучены, но, по-видимому, они также являются в основном железистыми и марганцово-железистыми, как и в почвах субтропических лесов КНР.

Зона сухих саванн. Зона сухих саванн приблизительно отвечает областям распространения «черных» и «бурых» почв сухих саванн и тропических степей. Особенно хорошо выделяется эта зона в Африке, где, по карте З. Ю. Шокальской (1948), она протягивается (широкой полосой на огромном протяжении) южнее Сахары почти от Атлантического до Индийского океана. Ясно намечается эта зона также на п-ове Индостан, в Южной Америке, Южной Африке и Австралии. Площадь распространения ландшафтов этой зоны превышает площадь распространения зоны

субтропических лесов и лесостепи, выделяемых Л. С. Бергом как самостоятельные зоны, и не уступает площади степной зоны умеренного пояса. В Африке ее граница с влажными саваннами приблизительно совпадает с годовой изогетой 750—900 мм.

Зона характеризуется резким чередованием сухих и влажных сезонов, при отрицательном в общем годовом балансе влаги, т. е. отношение годовых осадков к испаряемости здесь меньше единицы; температурный режим — тропический. Годовой коэффициент K , по Н. Н. Иванову, около 0,60—0,30. Характерны «черные» почвы сухих саванн, начиная от «черных хлопковых почв» «бадоб» (более сухие районы) до «тинсуда» Африки, «регур» Индии и т. п. В более сухой полосе (подзоне) зоны бурые почвы тропических полупустынь и сухих степей еще недостаточно изучены. Эта более сухая полоса имеет K даже меньше 0,30 и, вероятно, является особой зоной, расположенной между изогетами 200—600 мм (р. Менье).

В растительном покрове резко преобладают ксерофитные и мезофитные травянистые фитоценозы и кустарники, тогда как сомкнутые лесные фитоценозы отсутствуют (рН почвенных горизонтов от 6,0 до 8,7).

Конкреционный комплекс изучен только в почвах. Он характеризуется резким преобладанием известковых конкреций. В более сухой полосе зоны к ним присоединяются в ниже расположенных горизонтах почвенного профиля гипсовые конкреции (аналог подзоны «каштановых степей» умеренного пояса?), что сближает конкреционный комплекс с комплексом степной зоны умеренного пояса.

В ручьях и реках местами широко развиты мощные известковые «травертины» (например, в Бразилии) и другие известковые конкреции. Фация морских известково-песчаных валов «пляжевых камней» у побережья Бразилии генетически связана с этой и со следующей зоной.

Зона влажных саванн сходна с более влажной подзоной зоны саванн, в понимании Л. С. Берга. Комплекс физико-географических признаков в наибольшей степени отвечает признакам тропической лесостепи. Основной климатический признак: резкое чередование влажных и сухих сезонов (как и в предыдущей зоне), но с общим балансом влаги, близким к нейтральному. Коэффициент K , по Н. Н. Иванову, от 0,60 до 1,0. Здесь развиты красные почвы влажных саванн и собственно латеритные почвы.

Растительность характеризуется чередованием травянистых и островных, но сомкнутых лесных фитоценозов при преобладании мезофитов с опадающей в сухие сезоны листвой.

Конкреционный комплекс изучен главным образом в почвах. Он включает в себя окисно-железистые конкреции типа саванн железняков (господствующий элемент комплекса), глиноземисто-железистые и железисто-глиноземистые конкреции, окисно-железистые и глиноземисто-железистые конкреционные корки и панцири над почвенным профилем; иногда также собственно глиноземистые конкреции и изредка своеобразные кремнистые и железисто-кремнистые конкреции (резко отличающиеся от кремнистых конкреций полупустынь, в частности, своей губчатой текстурой, примесью железа и т. д.). Этот конкреционный комплекс сходен с конкреционным комплексом таежной зоны преобладанием окислов железа в составе конкрециеобразователей, но железистые конкреции сильно отличаются от железистых конкреций таежной зоны по важным деталям вещественного состава, а главное — по морфологии, текстуре, структуре и положению в почвенном профиле. Кроме того, в комплексе участвуют глиноземистые, железисто-глиноземистые и изредка фосфат-глиноземистые и кремнеземистые конкреции, отсутствующие в таежной зоне¹⁰.

¹⁰ В аллювиальных фациях этой или предыдущей зоны, например, в центральной части Нигерии, характерно сочетание в почвенных профилях относительно

Представление о конкреционном комплексе водоемов этой зоны дают своеобразные кремнисто-известково-марганцово-железистые конкреции лагуны Арауама в Бразилии (насколько они типичны для всей зоны, трудно сказать). Они ассоциируют с морскими известково-песчаными прибрежными баровыми конкреционными линзами. Это сочетание объясняется сложным сочетанием сухих и влажных саванн в береговых областях Бразилии в этом районе.

Зона или подзона переменного влажных тропических лесов с сезонно опадающей листвой. Эта зона по резко выраженному чередованию сухих и влажных сезонов сходна с предыдущей зоной, но отличается значительно более высоким годичным коэффициентом K и резким преобладанием сомкнутых лесных фитоценозов.

В отношении конкрециеобразования и почвообразования она во многом близка к предыдущей зоне, но, видимо, отличается несколько пониженным конкрециеобразованием и другим положением железистых конкреций в почвенном профиле. Бесспорно, существуют и другие отличия, которые станут ясны после систематического сравнения конкреций этой зоны с конкрециями предыдущей зоны.

Некоторое представление о конкрециеобразовании в озерах этой зоны дают конкреции в озерах прибрежной Бразильской низменности в низовьях Рио-Доси. Конкреции в этих озерах — окисно-марганцовисто-железистые, с очень высокой примесью магния, вивианитовые и приуроченные к вивианитовым линзам в небольшом количестве. Линзы сидерита имеют мощность не более 10 см. Этот комплекс очень сходен с комплексом болотных конкреций лесной зоны умеренного пояса, но отличается по деталям химического состава (содержание магния, в частности) и, вероятно, по другим литологическим признакам. Сходство озерных конкреций с болотными объясняется особенностью этих тропических озер, мелководных и небольших по площади, сильно заросших с берега растительностью и, видимо, очень богатым органическим веществом. Зональные компоненты растительности очень богаты фосфором и основными окислами (9,53—12,12% P_2O_5 ; 14,55—19,66 CaO; 7,35—10,64 MgO; 9,35—12,27% Fe_2O_3 , по анализам Фрайзе, 1934).

Зона постоянно влажных тропических лесов (экваториальной гилей). Конкрециеобразование здесь мало изучено. Видимо, оно или отсутствует, или представлено сравнительно редкими железистыми конкрециями в глубоких горизонтах почвенного профиля¹¹.

Это объясняется исключительной подвижностью железа, благодаря интенсивности увлажнения и обилию сильноокислого гумуса (pH—3—4). Поэтому большая часть железа целиком выносится за пределы почвенного профиля. Накапливается ли оно во внутриконтинентальных водоемах этой зоны — неизвестно. В поймах крупных рек, текущих в этой зоне, отмечены случаи массового конкрециеобразования — например, окисно-марганцовистые и железисто-марганцовистые конкреции в пойме р. Амазонки. От марганцовистых конкреций лесной зоны умеренного пояса их отличает значительная примесь бария, парагенезис с каолинитом и другие особенности, пока еще не изученные.

Общие замечания о горизонтальной зональности конкреционных комплексов платформенной низменной суши. Таким образом, несмотря на малую изученность конкрециеобразования в некоторых зонах (например, в подзоне тропических влажных лесов), все же неоспоримо существование конкреционных комплексов, границы географического распространения которых приблизительно совпадают с границами определенных ландшафтных зон низменной суши Северного и, видимо, Южного полушария.

более зрелых почв известковистых конкреций (размером до куриного яйца) и железистых пизолитов. И те и другие связаны с корнями растений; их нельзя смешивать с латеритными железняками (Ehrt, 1943).

¹¹ Л. С. Берг объединяет последние две зоны в одну зону тропических лесов, что вряд ли правильно.

В. В. Докучаев установил основные горизонтальные (естественно-исторические, по его терминологии) географические зоны суши земного шара, а Л. С. Берг позднее значительно детализировал и конкретизировал их. А. А. Григорьев дал углубленное обоснование и характеристику некоторых зон. Однако до сих пор не существует сводного описания географических зон всей суши земного шара и их границы не нанесены на карты¹²; мы пользовались в основном схемой Л. С. Берга со следующими исправлениями.

Во-первых, мы не включаем в нее «зону Средиземноморья». С нашей точки зрения, горизонтальная зональность геосинклинальных областей и областей недавно «замкнувшихся» геосинклиналей, к числу которых следует отнести и Средиземноморье, проявляется сложнее и иначе, чем в платформах. Поэтому средиземноморской зоны, однотипной описанным зонам платформ, нет. Однако Средиземноморье, как замкнутая географическая область, существует. Ее конкреционный комплекс очень разнообразен, так как различные части Средиземноморья тяготеют к различным горизонтальным зонам соседних платформ, а некоторые не укладываются ни в одну из этих зон. Для большей части Средиземноморья характерен, видимо, своеобразный комплекс смешанных железисто-известковистых конкреций, с различными соотношениями железистых и известковистых компонентов, в соответствии с различными вариациями гидротермического режима, состава почв и растительности.

Во-вторых, накопленный сейчас географией, почвоведением и геоботаникой материал позволяет предложить более детальное расчленение на географические зоны, чем это могли сделать В. В. Докучаев и Л. С. Берг.

В частности, зона саванн отчетливо может разделяться, по крайней мере, на две зоны или подзоны.

Ряд данных, приведенных в сводке З. Ю. Шокальской и в других работах, позволяет предполагать к югу от зоны субтропических и тропических пустынь Северного полушария наличие зоны полупустынь с бурыми почвами, аналогичной зоне полупустынь умеренного пояса. Эта зона, по-видимому, характеризуется и своеобразным конкреционным комплексом, например, более широким развитием гипсовых конкреций, чем в остальной зоне сухих саванн. За недостатком данных мы не выделяем в настоящей работе эту зону или подзону (см. Ганнсен, 1962).

Некоторые ландшафтные зоны, выделенные Бергом, вообще не обладают признаками достаточно определенных таксономических единиц физико-географического районирования. Подразделение зон на более мелкие географические единицы Бергом не продумано, хотя он и употребляет термины «подзоны» и «полосы».

А. А. Григорьев пытался создать стройную систему таксономических единиц физико-географического районирования (Григорьев, 1946а, б, 1947). Наиболее крупные единицы этой системы — «пояса» имеют, очевидно, более широкое содержание (за исключением субарктического пояса), чем естественно-исторические зоны Докучаева и ландшафтные зоны Берга. Следующей единицей у Григорьева являются субмеридиональные «сектора» поясов, и лишь внутри них он выделяет субширотные зоны, отвечающие только определенным частям географических зон, в понимании Докучаева или Берга. Поэтому по схеме Григорьева получается, что участки лесной зоны Русской платформы, Западной Сибири, Восточной Сибири, Северной Америки попадают в разные «сектора», и лесная зона как единая географическая единица не укладывается в его таксономическую систему. Поэтому схема Григорьева не может быть признана удовлетворительной. Более поздние работы других авторов в еще большей мере характеризуются стремлением выявить меридиональные сектора или азональные «страны», а в их пределах — ландшафтные зоны.

Географическая зональность, установленная Докучаевым, является бесспорным географическим законом. Схема географической зональности низменностей суши, предложенная Бергом, на основании этого закона во многом верно отражает действительность, несмотря на все недостатки географической методологии Берга и конкретных характеристик отдельных

¹² Отдельные опыты имеют еще очень схематический характер. Типичный пример: предложение А. М. Рябчикова (1960) или упомянутая таблица А. А. Григорьева и М. И. Будыко (1956).

зон, которые он дает. Мы вынуждены пользоваться этой схемой с указанными оговорками и дополнениями, пока не будут разработаны лучшие схемы, более полно и глубоко отражающие действительность. При этом надо сделать еще важную оговорку. Описанные нами природные конкреционные комплексы характеризуют участки территории географических ландшафтно-климатических зон, незначительно измененные человеком или измененные таким образом (хвойные лесонасаждения на Северо-Германской низменности и т. п.), что мало меняются первоначальные естественные географические зональные признаки. В действительности же значительная часть территории описанных выше ландшафтных зон под влиянием деятельности человека сильно изменена.

Представление о количественном масштабе этих изменений дают подсчеты Л. И. Прасолова и Н. Н. Розова (1949) процентов земледельческого освоения разных типов почв.

Эти подсчеты не учитывают полностью размера площади почв, измененных человеком, так как часть «девственных» почв на деле уже косвенно переработана человеком. Поэтому следует считать, что не менее 15—20% общей площади почв земного шара существенно изменено деятельностью человека.

Однако деятельность человека и изменение им зональных физико-географических процессов не исключает, а предполагает необходимость выяснения естественных зональных процессов. Знание этих процессов позволяет, например, понять, почему в окультуренных почвах Средней Азии или дельты Нила происходит образование известковистых конкреций, а в культурных почвах таежной зоны (или подзоны), хотя и прекращается «зональное» ортштейнообразование, но известковые конкреции, характерные для другой зоны, все-таки не образуются.

Сочетание зональных и азональных факторов в окультуренном ландшафте создает очень сложные, еще мало изученные физико-географические условия, определяющие и своеобразие условий конкрециеобразования. В общем эти изменения имеют очень разный характер в зависимости от исторического характера географической деятельности человека.

Конкреционные комплексы различных зон отличаются не только качественно, но и количественно. Наиболее массовое и разнообразное конкрециеобразование приурочено к зонам с резко выраженными сезонными (и другими мелкими) климатическими колебаниями.

Развитие внутри зон конкреционных комплексов, как и отдельных групп конкреций, приурочено к определенным фациям или типам физико-географических обстановок. Эти типы обстановок имеют некоторые общие особенности, прослеживающиеся во всех зонах, и характеризуются ниже.

Конкреционные комплексы современных крупных вертикальных географических зон и проявление в них горизонтальной зональности

Вертикальная зональность современной географической оболочки земли проявляется как в существовании крупных геоморфологических «ступеней» (термин К. К. Маркова), т. е. прежде всего Мирового океана и суши, так и в более узких вертикальных поясах или зонах этих ступеней. Горизонтальная зональность как бы накладывается на эти вертикальные зоны и по-разному проявляется в каждой вертикальной зоне.

Набор и распространение конкреций (конкреционный комплекс Мирового океана как целое) отличается от конкреционного комплекса суши.

Современные морские конкреции представлены прежде всего окисно-железисто-марганцовистыми конкрециями. Они составляют более 90% всей массы современных морских конкреций. Затем идут известковые конкреции, конкреции фосфорита, после них (относительно редко встречают-

ся) — конкреции пирита и (очень редко) доломита, сидерита и барита. Конкреции остальных описанных выше групп в современных морях не установлены. Железо-марганцовистые, известковые и другие морские конкреции отличаются (особенно резко — известковистые) от конкреций аналогичных групп в континентальных фациях. Фосфоритовые конкреции известны только в морских фациях (если не считать железо-кальциево-фосфатовых линз в болотах).

В Мировом океане океанографы выделяют ряд вертикальных зон. Конкреционный комплекс современного Мирового океана соответственно разделяется на более узкие конкреционные комплексы этих зон.

Для абиссали характерно господство окисно-железисто-марганцовистых конкреций, причем они отличны от мелководных окисно-железисто-марганцовистых конкреций по составу (примесь филлипсита и другие отличия), текстуре и морфологии.

В осадках континентального склона железисто-марганцовистые конкреции редки. В некоторых фациях встречаются известковистые, фосфоритовые (редко), баритовые, сидеритовые (единичные находки в верхней части батиаля) конкреции. Встречены пиритовые (?) конкреции.

Горизонтальная зональность в абиссали еще слабо изучена, а в пределах континентального склона — изучена лучше. Но известковистые конкреции и на больших глубинах приурочены только к теплым морям тропиков и субтропиков.

Шельф или мелководная зона (Берг, 1945) отличается весьма разнообразным конкреционным комплексом, причем в шельфовых осадках и конкрециях уже отчетливо проявляется горизонтальная зональность.

В краевых (к континентальному склону) зонах шельфа на глубинах 50—300 м встречаются фосфоритовые конкреции.

В шельфах Субарктики и частично северной полосы умеренного пояса довольно часто встречаются окисно-железистые и марганцово-железистые конкреции, во многом сходные, но все же отличающиеся от абиссальных; наблюдаются также мелкие пиритовые конкреции.

Конкреционный комплекс шельфов этой зоны очень близок к комплексу таежной зоны низменностей суши.

Шельфы теплых областей умеренного пояса и субтропиков (особенно в семиаридном и аридном климате) характеризуются совершенно иным конкреционным комплексом с известковыми конкрециями и корками, без железистых и железисто-марганцовых; изредка встречаются доломито-известковые. Этот комплекс сходен с комплексом конкреций горизонтальных зон низменной суши, аналогичных по климату, но гораздо более беден. Известковые конкреции шельфов отличаются как от известковых конкреций более глубоких зон моря, так и от известковых конкреций суши слабо по вещественному составу и особенно резко по морфологическим, текстурным и структурным признакам. Кроме того, в отличие от внутриконтинентальных водоемов, известковые конкреции шельфов встречаются и в условиях теплого морского климата (Новая Зеландия, Багамская банка).

Общая геохимическая зональность шельфов еще очень мало изучена.

В литоральной и сублиторальной зоне наблюдается горизонтальная зональность, в общем близкая к горизонтальной зональности прилегающей суши. В тропических и субтропических семиаридных областях отмечается иногда образование известковых конкреций. Эти конкреции образуют несколько своеобразных типов, отличающихся от известковых конкреций других вертикальных зон суши и моря. Таковы, например, своеобразные песчано-известковистые линзы в литорали Бразилии и «корки» пелагосита. Особо выделяются лагунные конкреции и конкреции баров и пляжей (пляжевые камни). В гумидных зонах характерны железисто-известковистые и железистые конкреции.

Суша разделяется на два крупных вертикальных пояса или две зоны: 1) пояс низменностей и 2) пояс гор и высоких плато.

Горизонтальные конкреционные зоны низменностей суши, отвечающие ландшафтным зонам Докучаева — Берга, описаны выше.

Горные страны не представляют собой такого ландшафтного единства, как низменности, и расчленены на ряд более узких вертикальных зон или поясов. Чередование и состав этих зон, как впервые было отмечено Докучаевым, представляет известную аналогию с чередованием и составом горизонтальных зон низменностей; однако только аналогию, а не тождество (Докучаев, 1899б, 1948; Захаров, 1949).

Конкрециеобразование в горных странах, особенно в странах с рельефом альпийского типа, в общем понижено по сравнению с конкрециеобразованием на низменностях. Ряд вертикальных поясов горных стран почти лишен конкреций, даже если аналогичные зоны низменностей обогащены ими. Например, горно-луговые и отчасти горно-лесные почвы (Богатырев, 1946; Ногина, 1956; ряд работ Захарова, Прасолова и др.; Ienny, 1930 и др.). Характерна малая дифференцированность почвенных профилей.

Конкреционные комплексы горных плато довольно близки к конкреционным комплексам аналогичных ландшафтных зон низменностей. Например, озера и почвы горно-степной зоны Армянского нагорья характеризуются известковистыми и гипсовыми конкрециями, во многом сходными с конкрециями степной зоны низменностей умеренного пояса. Однако известковые кристалломорфные конкреции оз. Севан по морфологии, текстуре и структуре существенно отличаются от известковых конкреций озер степных низменностей. Эти отличия связаны прежде всего с особенностями рельефа и режима грунтового питания горных озер типа оз. Севан.

Различия между конкрециями сходных горизонтальных ландшафтных зон на резко отличающихся гипсометрических уровнях прежде всего проявляются в морфологии, текстуре и структуре и в меньшей степени — в вещественном составе конкреций.

Из всех вертикальных зон «географической оболочки» земли резче всего выражена горизонтальная зональность в низменностях суши.

ОСОБЕННОСТИ КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЯ В ГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ И ПЛАТФОРМЕННЫХ ОБЛАСТЯХ

Учение советских геологов об осадочных формациях, связанных с определенными геотектоническими обстановками и стадиями геотектонических циклов и необратимой геотектонической эволюции земли, позволяет поставить вопрос и о том, что каждой геотектонической обстановке свойственны специфические физико-географические процессы и ландшафты, а также соответствующие особенности литогенеза. В частности, литолого-геохимические процессы, проявляющиеся в образовании конкреций, безусловно, имеют существенные отличия в различных геотектонических единицах земной коры и на различных стадиях их развития. Этим определяются особенности состава конкреций в угленосных толщах различного геотектонического типа даже при сходстве возраста, климата и растительности. Достаточно сравнить в этом отношении Подмосковский бассейн (с его комплексом пиритовых, сидеритовых, известковых конкреций) с угленосными карбоновыми толщами «геосинклинальных краевых прогибов» типа Вестфальского и Донецкого бассейнов, с их богатым комплексом сидеритовых, доломитовых, анкеритовых и железо-известковых конкреций, отсутствующих в платформенных фациях (Зарицкий, 1956, 1959а; Македонов, 1948, 1954; Тимофеева, 1953, 1955, 1956, и др.; Фролов, 1958, и др.).

Количество подобных примеров в отношении сходных ископаемых фаций в разных геотектонических областях весьма велико. Известна, например, связь конкреционных фосфоритов с подвижными платформами (Казаков, 1950; Страхов, 1960, и др.).

В современную геологическую эпоху большая часть суши относится к платформам. С другой стороны, установлены обширные территории, геотектонические условия которых мало сопоставимы с признаками древних геосинклиналей и платформ (например, Тянь-Шань и примыкающие предгорные впадины). Собственно геосинклинальные территории относительно невелики (Белоусов, 1949, Страхов и др., 1954. Географическое отделение их от молодых альпийских платформ часто недостаточно ясно. Однако большинство геологов склоняется к тому, что такие районы, как побережье Камчатки, Японские и Курильские острова ряд районов Зондского и Антильского архипелагов, побережье Калифорнии и некоторые другие могут быть отнесены к современным геосинклинальным областям и их крайвым прогибам.

Геотектоническое районирование обширных площадей океанического дна еще слабо разработано.

Особенности современных конкреционных комплексов, свойственных различным геотектоническим областям, для некоторых областей намечаются весьма отчетливо. Так, например, австрало-азиатские моря, как целое, характеризуются современным своеобразным конкреционным комплексом: конкреции пирита, сидерита, доломита, известковые и окисно-железистые. Такое сочетание не наблюдается в платформенных морях в тех же широтах и на тех же глубинах. Это своеобразие конкреционного комплекса в данном случае вытекает именно из особенностей геосинклинальных морей: разнообразные вулканические и поствулканические подводные эксталяции, повышающие содержание CO_2 и солей тяжелых металлов в придонных и иловых водах, быстрое погружение морского дна, вызывающее интенсивное развитие восстановительных процессов в поверхностных слоях ила и т. д. Особенности конкреционного комплекса определяются своеобразием геотектонического развития.

В районе Курильских островов и Японского моря известны мелкие железисто-марганцовые конкреции, по-видимому, несколько отличающиеся от железисто-марганцовых конкреций абиссальных плато Тихого океана. Характер и происхождение этих отличий пока не изучены.

С другой стороны, наиболее крупные скопления железомарганцовых конкреций косвенно связаны, вероятно, с очагами подводного вулканизма. Таким образом, особенности геотектонического режима древних океанических впадин, которые по современным представлениям являются особой геотектонической категорией, создают сочетания длительных фаз замедленной седиментации без разрывов, стабильного «климата морского дна» и вместе с тем условия приноса хомогенных железа и марганца. Такое сочетание условий благоприятно для массового образования конкреций.

С очагами подводного вулканизма геосинклинального происхождения предположительно связаны находки морских баритовых конкреций.

Континентальные конкреции более ясно связаны с геотектоническим режимом.

Можно констатировать, что условия образования крупных конкреционных плит на суше, в особенности окисно-железистых, в наибольшей степени отвечают геоморфологическим и другим физико-географическим особенностям древних платформ.

Несомненно, что дальнейшее изучение как современных, так и ископаемых конкреций выявит еще ряд особенностей конкрециеобразования, отличающих геосинклинальные области от платформенных. Имеющиеся факты и элементарные теоретические расчеты позволяют, в частности, предполагать относительно большее развитие в геосинклинальных обла-

стях (включая геосинклинальные краевые прогибы) конкреций со значительным содержанием закисных железа и марганца.

Однако следует отметить, что, по крайней мере в современную геологическую эпоху, геоструктурное районирование земной коры проявляется в вещественном составе конкреционных комплексов менее резко, чем ландшафтно-климатическая зональность.

КОНКРЕЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ И ТИПЫ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК

Под типами физико-географических обстановок мы понимаем обстановки внутри крупных зональных или геоструктурных единиц, определяющиеся геоморфологическими условиями, присущими различным зонам и геоструктурным единицам; например, на суше — речные, озерные, элювиальные (плакорные), делювиальные и пр.

Эти типы физико-географических обстановок являются именно интразональными геоморфологическими типами, но вместе с тем к ним приурочено господство тех или иных геодинамических агентов седиментации, на основании чего геологи выделяют различные типы фациальных обстановок.

Мы здесь рассмотрим вкратце только вполне определенные пространственные геоморфологические типы физико-географических обстановок и отвечающие им фации.

Можно констатировать, что в пределах одной и той же географической зоны и той же геоструктурной единицы в разных (в геоморфологическом отношении) фациях конкрециеобразование всегда закономерно варьирует (например, в речных, озерных, предгорных, почвенных, плакорных, аллювиальных и других фациях таежной зоны Русской платформы). В русловых фациях конкрециеобразование отсутствует или чрезвычайно понижено, так как многие группы конкреций никогда в руслах рек не образуются вообще. В пойменных, озерных и болотных фациях конкрециеобразование широко распространено и в общем сходно по вещественному составу конкреций в пределах одной и той же ландшафтно-климатической зоны, но несколько отличается по характеру залегания, морфологии, текстуре и структуре конкреций (см., например, выше об отличиях болотных, луговых и озерных железных руд). Некоторые группы конкреций и по вещественному составу приурочены только к определенным группам фаций (например, современные сидеритовые конкреции — только к низинным торфяникам и очень редко — к илам зарастающих озер).

Состав почвенных конкреций сходен с составом конкреций континентальных водоемов, но отличается меньшим участием закисных соединений и существенными деталями морфологии, текстуры и структуры. Например, почвенные окисно-железистые конкреции не имеют таких правильных морфологических типов, как озерные окисно-железистые конкреции, а также правильных концентрических слоистых форм, лепешкообразных форм и т. д. Наконец, почвенные конкреции отличаются большим (в среднем) содержанием обломочного материала.

Все эти особенности конкреций неодинаковых фаций одной и той же вертикальной или горизонтальной географической зоны всегда менее значительны, чем общие зональные отличия. Различия ландшафтно-климатических зон проявляются главным образом в вещественном составе конкрециеобразователей и в меньшей степени — в комплексе остальных литологических признаков конкреций (например, отличия текстур железистых конкреций латеритов и подзолистых почв).

Отличия конкреций, связанных с различными геоморфологическими обстановками, проявляются, наоборот, главным образом в особенностях

морфологии, текстуры и структуры конкреций и в характере их залегания, и в меньшей степени в их вещественном составе.

Например, современные правильно лепешкообразные, слоистые, структурнооднородные конкреции (как известковистые, так и железистые) не встречаются в почвенных фациях. Они характерны для озерных и мелководно-морских фаций, что объясняется условиями роста таких конкреций в слоистых водных илах.

С другой стороны, некоторые особенности формы, текстуры и структуры конкреций непосредственно связаны с их вещественным составом, который, в свою очередь, определяется зональным комплексом ландшафтно-климатических условий (например, кристалломорфная форма гипсовых конкреций). Только конкретный анализ в отношении каждой группы конкреций может показать, какие литологические признаки определяются зональными ландшафтно-климатическими условиями и какие — азональными геоморфологическими и другими условиями. Для этого необходимо, в частности, выделять «литологические ряды» признаков, связывающие конкреции различного вещественного состава, сходные по тем или иным особенностям формы, текстуры, структуры и т. д.

ИНДИВИДУАЛЬНЫЕ КОНКРЕЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ ОТДЕЛЬНЫХ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ РАЙОНОВ

Исследователи морских современных конкреций давно обратили внимание на то, что конкреции, найденные на различных станциях наблюдений, характеризовались некоторыми особенностями, специфическими для этих станций, т. е. для данного небольшого района. Эти особенности позволили макроскопически опознавать конкреции каждого района. Аналогичные наблюдения сделаны Д. А. Виталем в отношении озерных конкреций.

Наши многочисленные наблюдения над разновозрастными ископаемыми конкрециями также показывают, что, наряду с общей пространственной выдержанностью конкреционного комплекса, любой, даже самый маленький район характеризуется некоторыми специфическими вариациями этого комплекса.

Все это показывает, что конкреции являются необычайно чутким географическим индикатором, выявляющим такие мелкие особенности местности, которые в других литологических признаках вмещающих конкреции осадков пока не удастся обнаружить.

В то же время следует помнить, что эти разнообразнейшие локальные вариации крупных конкреционных комплексов не исключают их единства (иной раз на огромной территории), поскольку локальные вариации состава конкреций являются всегда второстепенными по отношению к общим признакам комплекса.

НЕКОТОРЫЕ ОБЩИЕ УСЛОВИЯ СОВРЕМЕННОГО КОНКРЕЦИЕОБРАЗОВАНИЯ

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ КОНКРЕЦИЙ ВНУТРИ РАЗЛИЧНЫХ ГЕОГРАФИЧЕСКИХ ЗОН

Каждый географический конкреционный комплекс, характеризующий ту или другую крупную территориальную единицу, никогда не бывает распространен по всей ее площади. Даже в таких относительно богатых конкрециями географических единицах, как таежная подзона лесной зоны умеренного пояса низменной суши древних платформ, собственно конкреционные территории представляют собой лишь пятна. Имеются общие географические условия этой локализации конкрециеобразования во всех типах территорий, где оно имеет место, и некоторые общие признаки территорий, где вообще может происходить конкрециеобразование.

1. Конкреции образуются на поверхности (реже) или в поверхностном слое (чаще) осадка (или коры выветривания). В водных осадках образование всех групп конкреций, кроме пиритовых, приурочено к верхнему слою осадка (обычно не глубже нескольких сантиметров от его поверхности). Формирование же пиритовых конкреций в современную эпоху нигде, вероятно, не происходит глубже нескольких десятков сантиметров от поверхности осадка.

В почвах образование конкреций не выходит за пределы верхней части горизонта С почвенного профиля, т. е. не глубже 2 м (обычно — не глубже нескольких десятков сантиметров).

В коре выветривания уровни образования конкреций менее постоянны, но во всяком случае не глубже ее нижней границы; а так как в современных условиях кора выветривания обычно охвачена почвообразованием, то и здесь в большинстве случаев конкреции приурочены к глубинам, не превышающим 2 м.

2. Конкреции образуются только на тех территориях, где существуют сезонные или другие колебания климата и, очевидно, колебания связанных с ним особенностей геохимического режима; исключением являются лишь абиссальные морские конкреции.

3. Конкреции образуются всегда в определенных, достаточно устойчивых для данного типа территорий мелких вертикальных или горизонтальных зонах, характеризующихся резким изменением геохимических условий (например, поверхностного слоя ила), на определенных геохимических контактах (например, на контактах вод различного солевого состава или на контакте грунтовых вод с атмосферой, или у окислительно-восстановительной границы в грунтах, или у верхней поверхности грунтовых вод, или в микрizonaх вокруг водорослей, бактериальных колоний, корней растений и т. п.).

4. Конкреции в массовом масштабе и значительных размеров образуются лишь в более или менее «зрелых» ландшафтах, со стабильным геохимическим режимом.

5. Конкреции образуются на участках, где отсутствует или очень медленно проявляется седиментация.

6. Конкреции макроскопических размеров не образуются в очень быстро текущих водах, в развеваемых ветром грунтах, в быстро оползающих осадках и вообще в осадках, в которых не может сформироваться стабильный конкрециеобразующий прослой с устойчивым во времени и закономерным геохимическим режимом. Это и понятно, поскольку конкреции — это тела определенной формы и состава, относительно медленно растущие в осадке или на его поверхности.

7. Конкреции не образуются в грунтах и осадках очень крупнозернистого состава (обычно, конкреции образуются лишь в грунтах с крупностью зерна не больше 1—2 мм, очень редко — до 2—5 мм); наиболее благоприятны для конкрециеобразования тонкозернистые, но водопроницаемые грунты, более или менее отсортированные, с более или менее правильной текстурой.

8. Конкреции, за редкими исключениями, не образуются на крутых склонах и вершинах; наиболее благоприятен для массового конкрециеобразования пологоволнистый рельеф.

9. Континентальные конкреции обычно приурочены к участкам с более или менее высоким и постоянным уровнем грунтовых вод, с периодическими колебаниями этого уровня, всегда с возможностью некоторой вертикальной диффузии растворенных веществ или миграции грунтовых вод, и обычно (но не всегда) с возможностью и некоторой их боковой миграции; поэтому основная масса почвенных конкреций образуется в условиях определенного сочетания «элювиального» и «гидроморфного» почвообразования.

10. Все конкреции образуются только из водной среды, хотя общее количество влаги может быть и относительно незначительно (почвенные растворы полупустынь и пустынь).

11. Наличие пород, богатых конкрециеобразующим минералом или содержащих конкрециеобразующие химические элементы, является благоприятным, но не обязательным условием конкрециеобразования.

12. Большинство современных конкреций образуются при прямом или косвенном участии биохимических агентов, являющихся или факторами миграции и концентрации конкрециеобразующего раствора (например, «фульвокислоты» в подзолистых почвах), или факторами осаждения конкрециеобразователя (например, повышение щелочности среды при фотосинтезе и осаждение конкрециеобразующего кальцита). Основную роль в конкрециеобразовании играют некоторые биогенные химические элементы. Однако ни один из сколько-нибудь распространенных типов современных конкреций в осадках не является собственно биогенным. Основная масса современных конкреций имеет биогеохимическое происхождение.

СООТНОШЕНИЯ ЗОНАЛЬНЫХ И АЗОНАЛЬНЫХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ ГЕОГРАФИЧЕСКОГО РАСПРОСТРАНЕНИЯ КОНКРЕЦИЙ

Из предыдущего видно, что любой тип территории, выделяющийся на основании какого-либо комплекса существенных географических признаков, характеризуется и своеобразным конкреционным комплексом, если только конкрециеобразование вообще возможно в пределах данной территории. Внутри этой территории собственно конкрециеносными являются относительно мелкие участки, пятнисто расположенные и обладающие еще рядом дополнительных географических признаков, помимо тех, которые характеризуют территорию в целом (например, оршштейнообразованные характеризуют всю лесную зону умеренного пояса, но в то же время внутри этой зоны оршштейнообразующие фации распространены локально

и характеризуются дополнительными географическими условиями, не входящими в общий комплекс признаков зоны).

Таким образом, конкреционные комплексы являются индикатором комплекса признаков различных крупных типов территорий и дополнительных физико-географических признаков более мелких типов территорий внутри этих крупных географических единиц.

Поскольку физико-географические единицы могут выделяться по разным признакам физико-географической среды, то и пространственное распределение конкреционных комплексов отражает с разных сторон общее физико-географическое районирование.

Основные, ведущие элементы конкреционных комплексов (прежде всего вещественный состав конкрециеобразователей и некоторые важнейшие признаки морфологии, текстуры, структуры, характера залегания конкреционных тел) определяются главным образом комплексом зональных ландшафтных признаков и в особенности климатом (в морях — климатом морского дна), но в сочетании с другими зональными ландшафтообразующими факторами (биогеографическими и гидрологическими).

Другие элементы конкреционного комплекса, в частности, размеры и концентрация по площади отдельных конкреционных тел, некоторые особенности формы, текстуры, структуры, детали вещественного состава определяются многими азональными физико-географическими факторами, к которым относятся: азональные особенности рельефа, литологического состава субстрата и организмов.

Рельеф влияет на распределение участков, где происходит конкрециеобразование, на интенсивность и характер движения конкрециеобразующих растворов и тем самым на размеры и морфологию конкреционных тел, а также косвенно и на другие литологические признаки их.

Литологический состав субстрата, в самой области конкрециеобразования и в области, непосредственно его окружающей, интенсивно влияет на концентрацию конкрециеобразователя внутри конкреции, а также и самих конкреций. Кроме того, он влияет на размеры конкреционных тел, может несколько смещать их положение в вертикальном разрезе ила или почвы и несколько изменять состав аксессуарных и даже сопутствующих конкрециеобразователей. Например, черноземы на известняках или на лёссовидных известковистых суглинках содержат известковые конкреции с меньшим содержанием силикатного материала, чем черноземы на глинах (Пономарев, 1935); карбонатные конкреции в черноземах на делювии известняков залегают в почвенном профиле несколько выше, чем в других черноземах той же почвенно-климатической области, и т. д. Однако эти вариации обычно имеют место лишь в пределах общего зонального комплекса признаков конкрециеобразования.

В некоторых интразональных физико-географических обстановках, например, в дельтах рек, сочетание зональных и азональных факторов конкрециеобразования может создавать своеобразные конкреционные комплексы, в общем интразональные, но с отдельными особенностями, противоречащими основному зональному комплексу. Например, в засоленных «маршевых» почвах Нидерландов и севера ФРГ образуются характерные сочетания выделений сульфидов железа и гипса, а также гидроокислов железа (Глазовская, 1945; Harmsen, 1954; Stremme, 19306). В осадках дельты Волги характерно сочетание известковых, гипсовых и железозвестковых конкреций (Клепова, 1948).

Особенно велики отклонения от зонального комплекса в «молодых» интразональных ландшафтах (например, в только что осушившихся прибрежно-морских низменностях).

Однако такие не укладывающиеся в зональный комплекс интразональные комплексы распространены географически относительно редко. Они являются индикаторами некоторых специфических физико-географиче-

ских обстановок, закономерно отличаясь в различных зонах (см., например, данные о приморских дельтах и болотах¹ умеренного пояса и тропического пояса, по Глазовской, 1945).

Совокупность аazonальных факторов, если не считать деятельности человека, определяется в конечном счете общим уровнем и характером органической жизни на земле в данную геологическую эпоху и геотектоническим развитием территории. Наименьшее значение аazonальные факторы имеют в областях древних платформ.

СКОРОСТЬ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ РОСТА СОВРЕМЕННЫХ КОНКРЕЦИЙ

Скорость роста конкреций колеблется в сравнительно широких пределах. Колебания зависят, видимо, не столько от состава конкреций, сколько от их географического положения.

Наибольшая скорость роста характерна для некоторых групп конкреций в почвах и континентальных водоемах; в почвах гидроморфного ряда она больше, чем в почвах аллювиального ряда, что, конечно, легко объяснимо.

Скорость роста некоторых конкреционных болотных железистых руд может достигать $2,5 \text{ см/год}$, гипсовых и известковых конкреций в гидроморфных почвах — нескольких миллиметров и даже $1-2 \text{ см/год}$, конкреционных озерных железных руд — до $0,5 \text{ см/год}$.

Средняя скорость роста большинства почвенных конкреций несколько меньше, но во всяком случае может измеряться десятками и иногда даже целыми миллиметрами в год. Скорость роста мелководно-морских конкреций колеблется от нескольких тысячных до (редко) десятых долей миллиметра в год. Скорость роста абиссальных конкреций составляет тысячные доли миллиметра в год (и даже меньше).

Конкреции растут неравномерно, с рядом перерывов (в концентрически-слоистых конкрециях).

Таким образом, минимальные скорости роста конкреций (за исключением абиссальных морских конкреций) измеряются сотыми долями миллиметра в год, а максимальные достигают 2 см , а иногда и больше.

Общая продолжительность образования отдельных конкреционных тел на континентах и в мелких морях колеблется от 1 года или нескольких лет до 5000—6000 лет. Некоторые латеритные железистые «панцири» формировались с перерывами в более длительные сроки — быть может, десятки тысяч лет. Однако подавляющее большинство конкреций формируется в течение нескольких тысячелетий, т. е. в отношении геологических масштабов времени продолжительность образования конкреций очень невелика (исключение составляют абиссальные конкреции).

Изменение вмещающего конкрецию осадка или почвы за период ее образования обычно не выходит за рамки тех процессов, которые отвечают стадии раннего диагенеза. Даже эпигенетические конкреции, например, кремнистые псевдоморфозы по известковым конкрециям, большей частью образуются до каких-либо существенных эпигенетических изменений вмещающей почвы или осадка и до отложения нового слоя осадка или нового типа почвы. Поэтому эти «эпигенетические» конкреции правильнее было бы называть позднедиагенетическими. Собственно эпигенетические конкреции встречаются очень редко.

¹ Например, в лагунах и прибрежных болотах Греции даже в профиле с торфяным горизонтом образуются не железистые конкреции, а известковистые (Nevres, Zworykin u Saul, 1940, стр. 154—172).

ОБРАЗОВАНИЕ КОНКРЕЦИЙ И НЕКОТОРЫЕ УСЛОВИЯ РАННЕГО ДИАГЕНЕЗА СОВРЕМЕННЫХ ОСАДКОВ

Большинство современных конкреций образуется не в результате непосредственного выпадения конкрецьеобразователя из наддонных вод², а путем выпадения из иловых растворов или просачивающихся через ил растворов (Страхов и др.). Конкреции в почвах и коре выветривания образуются из грунтовых и почвенных растворов. В современных водосмахах наибольшая концентрация конкрецьеобразующих химических элементов связана с иловым раствором и с его поверхностным слоем, так как в водной среде поверхность осадка является одновременно поверхностным разделом растворов разного состава и концентраций. Диффузия растворенных в иловом растворе компонентов направлена к этой поверхности. Выпадение конкрецьеобразователя приурочено к зоне эпизодического насыщения и наиболее резкого изменения условий химического равновесия конкрецьеобразователя. В водном осадке эта зона лишь в очень редких случаях проходит значительно ниже его поверхности. Поэтому нет серьезных оснований предполагать, что какая-либо группа современных конкреций образуется в глубоких слоях ила. Образование окисно-железистых и окисно-марганцовистых конкреций естественно приурочено к окислительно-восстановительной границе или к поверхности осадка. Окислительно-восстановительная граница никогда не проходит в глубоких слоях ила. Образование известковистых или гипсовых конкреций в озерных илах также приурочено к самому верхнему ее прослою.

Наибольшие концентрации железа, фосфора, серы, марганца, углекислоты как в морских, так и в озерных отложениях отчетливо приурочены к верхнему слою ила (Бруевич, 1940; Бруевич и Виноградова, 1940, 1947; Будянская, 1948; Ивлев, 1937; Молчанов, 1933; Страхов, 1960; Тимофеева, 1964; Шишкина, 1961а, б и др.). В отдельных случаях зона наибольшей концентрации закисного железа в иловом растворе может опуститься на глубину до 70 см (и даже глубже) ниже поверхности осадка (Бруевич, Певзник и др., 1939). Однако и в этих случаях конкрецьеобразователи могут выпадать только при миграции растворенного железа в более поверхностный слой ила.

Образование бактериальной пленки у поверхности илов задерживает диффузию железа из ила в воду (Сорокина, 1938), и это также должно способствовать образованию конкреций в поверхностном слое ила. Наиболее интенсивная бактериальная деятельность, как известно, приурочена к верхнему слою ила, что способствует локализации конкреций именно в этом слое.

Самым трудным в теории образования конкреций является вопрос о том, почему выпадение конкрецьеобразователей происходит не путем пластовой химической седиментации или неравномерной цементации, а путем образования более или менее правильных, закономерно повторяющих свои морфологические, текстурные и другие признаки, резко обособленных от бокового или подстилающего осадка конкреционных тел (Andree, 1911). Не останавливаясь на разборе этого вопроса, отметим лишь, что можно согласиться с А. В. Казаковым (1950), который писал: «...в основе механизма роста конкреций лежит общий закон — стремление систем уменьшить свою поверхностную энергию путем перекристаллизации в более крупнозернистые агрегаты — фазы и общее свойство крупных кристаллов иметь меньшую растворимость по сравнению с мелкими». Не обязательно, однако, предполагать, как думает Казаков, предварительное выпадение непосредственно из придонных вод тонкодисперсных частиц конкрецьеобразующего минерала, так как не менее вероятно садка его

² Хотя в отдельных случаях это и происходит. См. выше, в гл. I.

«сразу же» из илового раствора. Но несомненно, что чередование фаз растворения и нового выпадения конкреццеобразователя в осадок из илового раствора является условием, благоприятным и даже, может быть, необходимым для «отбора» центров осаждения и концентрации конкреццеобразователя именно в форме конкреций, а не в форме цементации.

Отсюда вытекает связь конкреццеобразования с хорошо выраженными сезонными или другими мелкими колебаниями геохимического режима в осадке или почве, при одновременном сохранении постоянного или ритмически возобновляющегося притока конкреццеобразующего раствора, постоянных типах геохимического режима и его вариаций, положении «геохимического контакта», к которому приурочено выпадение конкреццеобразователя.

Легко понять также, что сильно разбавленные и неоднородные грунтовые растворы, которые лишь в отдельных локализованных участках могут становиться пересыщенными, более благоприятны для конкреццеобразования, чем равномерно насыщенные растворы, выпадение из которых скорее должно приводить к равномерной пластовой цементации, чем к образованию конкреций.

Локализация же участков пересыщения илового или придонного раствора внутри недонасыщенного раствора очень часто, почти всегда, создается биохимическими факторами.

Комбинация этих физико-химических условий конкреццеобразования требует комбинации и определенных фациальных, географических условий (например, отсутствие или замедленность седиментации, высокий уровень стояния грунтовых вод и др.), что ясно из предыдущего изложения.

Конкреццеобразующие химические соединения в природных растворах мигрируют и накапливаются обычно в форме органических соединений, а также бикарбонатов, сульфатов, фосфатов и других соединений, состав которых закономерно меняется в различных географических зонах и обстановках в зависимости от климата и характера органического вещества, а также (в меньшей мере) от текстуры, структуры и литологии окружающих пород и осадков.

Биохимическая деятельность бактерий и других организмов, несомненно, сильно влияет на образование конкреций. Она в значительной степени определяет состав органических соединений, количество и режим углекислоты и кислорода в конкреццеобразующих растворах. Кроме того, организмы или их скопления создают вокруг себя определенные локальные вариации геохимической среды, которые могут быть очагами конкреццеобразования. Это, в частности, убедительно показано опытами В. С. Калиненко по искусственному образованию железистых и известковистых конкреций при участии бактериальных колоний (Калиненко, 1949б, 1952 и др.), а также подтверждается примерами о роли биохимической деятельности водорослей и других растений при образовании различных конкреций. Однако нет или почти нет случаев, когда можно было бы утверждать, что конкреции являются непосредственно биогенными образованиями, и во всех случаях биохимическая деятельность бактерий и других организмов, косвенно способствующих образованию конкреций, определяется общей геологической и географической обстановкой, как показано выше. Поэтому возражения Калиненко против точки зрения Н. М. Страхова (Калиненко, 1948) нам кажутся неосновательными.

Физико-химический «механизм» роста конкреционных тел для многих конкреций удовлетворительно объясняется диффузионной теорией происхождения конкреций, созданной Лизегангом и подкрепленной рядом его опытов (Liesegang, 1912, 1913; Ферсман, 1913; Ржаницын, 1935 и др.). Однако некоторую роль играют и структурные формы гелеобразования и последующей раскристаллизации гелей. Наличие структурных гелей явля-

ется, видимо, благоприятным или даже необходимым условием конкрециеобразования, по крайней мере, для некоторых групп конкреций, как это показывают и наблюдения в природе, и лабораторные опыты (Geinitz, 1912; особенно Schade, 1910a, 1910b). Кроме того, концентрация конкрециеобразователя может происходить не только путем диффузии, но может осуществляться и в форме простой инфильтрации (Филатов, 1912, 1922; Виталь, 1950 и др.) или за счет движения по капиллярам (Вадило, 1951)³.

Формы конкреционных тел могут определяться не только формами «диффузионных тел», но и формами коллоидных структур или их сочетаниями и формами «подушек» инфильтрационных вод и т. д.

В некоторых случаях играет роль и форма организмов или органических остатков, являющихся очагом конкрециеобразования, например, корневых систем растений, ходов червей, бактериальных колоний и т. д. Однако первичная биоморфная форма в ходе конкрециеобразования никогда полностью не сохраняется.

Формы кристаллизации в процессе роста конкреций, а также формы гелевых структур определяются сложным сочетанием состава конкрециеобразователя, степени его концентрации, скоростями и условиями осаждения конкрециеобразователя и роста конкреционного тела.

В частности, влияют: 1) солевой состав раствора; 2) его концентрация; 3) скорости и динамика осаждения; 4) структуры и текстуры вмещающего и подстилающего осадка; 5) характер изменений всех этих факторов во времени.

Можно, например, отметить, что определенные конкрециеобразователи имеют только определенные формы роста при конкрециеобразовании: например, гипс всегда склонен к кристалломорфным формам, марказит — к радиально-лучистым, окислы железа — к концентрически-скорлуповатым и т. д. Набор этих форм все же довольно широк, и многие различные конкрециеобразователи могут концентрироваться в морфологически сходных группах конкреций.

Кристаллы гипса, осаждающиеся из разбавленных растворов, имеют форму розеток и перекрещивающихся иголок, т. е. похожи на типичные формы гипсовых конкреций. Кристаллы гипса, осаждающиеся из концентрированных растворов, имеют формы вытянутых ромбиков и двойников. Аналогичные факты характеризуют, как известно, и процессы осаждения других минералов. При росте такого сложного минерального агрегата, как конкреция, условия осаждения играют немалую роль.

Связь скорости выпадения минерала в осадок и морфологии образующихся частиц также общеизвестна.

Влияние структур и текстур вмещающего осадка на формы роста конкреций отмечалось многими исследователями (например, Венюков, Тарр и др.) и даже часто преувеличивалось. Несомненно, например, что в слоистых осадках при прочих равных условиях образуются более уплощенные конкреции, в неслоистых однородных осадках — более близкие к сферической форме и т. д.

³ В частности, таков, по автору, смешанный механизм образования наиболее крупных конкреций в песках — конкреционных линз в древних толщах (Македонов, 1954) и их современных аналогов, например, «пляжевых камней». См. также Брайэн (Bryan, 1952).

ОСОБЕННОСТИ КОНКРЕЦИИ ОБРАЗОВАНИЯ В СОВРЕМЕННУЮ ГЕОЛОГИЧЕСКУЮ ЭПОХУ И «СТРАТИГРАФИЧЕСКИЕ» КОНКРЕЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ

ОБЩИЕ ЗАМЕЧАНИЯ

Советские геологи впервые в истории геологической науки установили факт циклически-поступательного развития земной коры и, в частности, процессов осадкообразования и литогенеза на протяжении геологической истории Земли.

Взгляды советских геологов по этому вопросу изложены в работах Ю. А. Жемчужникова, Л. В. Пустовалова, Н. М. Страхова, М. А. Усова и др.

В общей форме соображения об исторической эволюции географических процессов и ландшафтов впервые были высказаны М. В. Ломоносовым (1949); в дальнейшем на эту тему писали Л. С. Берг (1945а), В. И. Вернадский (1926, 1940 и др.), С. В. Калесник (1947), К. К. Марков (1951, 1956) и особенно И. П. Герасимов (1951).

О том, что современные географические зоны сформировались в сравнительно недавнем геологическом прошлом, т. е. не раньше конца мелового периода, предполагал еще в конце прошлого века В. В. Докучаев (1899б). Затем эта мысль была развита автором настоящего труда (Македонов, 1950), И. П. Герасимовым (1951), К. К. Марковым (1956) и др.

В последние годы, как видно из работ Н. М. Страхова (1947, 1960, 1963б и др.), советским геологам удалось не только доказать факт необратимой эволюции осадкообразования на протяжении истории Земли в связи с ее геотектоническим развитием и эволюцией жизни, но и проследить ряд конкретных закономерностей, направлений этой эволюции.

Попытка установить некоторые конкретные закономерности эволюции физико-географической среды, в частности, ландшафтной зональности, сделана мною (Македонов, 1950) и гораздо полнее, независимо от меня, И. П. Герасимовым (1951), Марковым (1956), а затем рядом других авторов (см., например, сборник «Развитие и преобразование географической среды», 1964). Теоретически несомненно, что не только состав и формы осадка, но и состав и формы диагенетических образований также подвергались необратимым изменениям в ходе геологической истории.

Это предположение вполне подтвердилось для определенного геологического региона и для определенного довольно большого отрезка геологической истории, охватывающего большую часть пермского периода. Однако для проверки этого предположения в масштабе всей геологической истории стратисферы необходима, конечно, постановка специальных широких сравнительно-исторических литологических исследований.

Теоретически несомненно, что современная геологическая эпоха отличается рядом особенностей осадкообразования и диагенеза, присущих только нашему времени и являющихся результатом геологического развития Земли. Выше мы видели, что конкреции и особенно конкреционные комплексы являются удивительно тонкими и наглядными литологическими индикаторами всей совокупности физико-географических условий образования вмещающих их осадков. К таким же выводам привело и изучение ископаемых конкреций Печорского бассейна. Следовательно, надо полагать, что современные конкреционные комплексы обладают некоторыми особенностями, никогда в ископаемых конкреционных комплексах не наблюдающимися, и что эти особенности даже более резко выражены, чем

соответствующие литологические особенности вмещающих или подстилающих осадков.

Для того чтобы выявить специфику именно современного конкрецеобразования, недостаточно только сравнить его с конкрецеобразованием предшествующей геологической эпохи, например, неогена, так как общая эволюция земной коры сочетается еще с определенными периодическими изменениями. Резкие отличия в современных конкреционных комплексах от неогеновых могут объясняться не только необратимыми изменениями конкрецеобразования, но и периодическими изменениями.

Некоторые геологи (Шатский и др., 1951) отрицают наличие однозначных периодических изменений геологической обстановки на всей территории Земли, но не отрицают существования таких изменений для определенных крупных регионов.

Поэтому необходимо сравнить с современными конкреционными комплексами комплексы конкреций, образовавшихся в условиях достаточно сходной стадии геотектонического цикла. Кроме того, очевидно, что надо сравнивать конкреционные комплексы разного геологического возраста, но в более или менее аналогичных ландшафтно-климатических зонах, в сходных фациальных обстановках внутри этих зон (т. е. пресноводно-озерные конкреции — с пресноводно-озерными, болотные — с болотными и т. д.) и в аналогичных геоструктурных единицах (т. е. конкреции ископаемых платформенных осадков — с конкрециями современных платформенных, геосинклинальные — с геосинклинальными).

Только такое сравнительно-историческое (или сравнительно-литологическое) исследование может дать достоверные результаты. Выполнение этой задачи связано со значительными трудностями.

Во-первых, недостаточная изученность ископаемых конкреций не позволяет уверенно сравнивать конкрецеобразование во все геологические эпохи на всей земной территории. Эта трудность, однако, преодолевается тем, что мы можем сравнивать хорошо изученные ископаемые конкреционные комплексы с комплексами аналогичных современных территорий. Кроме того, краткие сведения о составе ископаемых конкреций имеются для большинства геологических формаций после докембрия.

Во-вторых, любая аналогия геотектонических и ландшафтно-климатических условий геологического прошлого, даже и недавнего, и современных условий не может быть полной. Однако на основании совокупности палеонтологических и литологических данных все же можно установить несомненное сходство древних и современных условий и до некоторой степени даже меру этого сходства. Например, несмотря на то, что нет полной аналогии с современной лесной зоной умеренного пояса ни одной ландшафтной зоны даже плиоцена, все же имеется ряд существенных общих признаков. К ним относятся: умеренный климат с резко выраженными сезонными колебаниями температуры и влажности, преобладание осадков над испаряемостью, господство сомкнутых лесных фитоценозов, сходные структуры древних и современных лесных фитоценозов именно умеренного пояса. Они позволяют выделить на территориях древних платформ (по крайней мере) ландшафтные зоны, аналогичные современной зоне лесов умеренного пояса.

Следовательно, можно ожидать и аналогии тех признаков конкреционного комплекса, которые и в современную эпоху определяются сходными климатическими и геоботаническими условиями, например, сходство состава основных химических компонентов конкрецеобразователей.

Некоторые сопоставления, пока лишь в виде отдельных примеров ископаемых и современных конкреционных комплексов, мы можем сделать.

СОПОСТАВЛЕНИЕ ИСКОПАЕМЫХ И СОВРЕМЕННЫХ КОНКРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Сопоставление современного конкреционного комплекса таежной зоны умеренного пояса и конкреционного комплекса угленосных толщ пермского возраста на территории СССР

Такое сопоставление может служить очень показательным примером. Пермский период (особенно в верхнепермское время) отвечает примерно той же стадии крупного геотектонического цикла, что и современная эпоха.

Работами М. Д. Залесского (1940), А. Н. Криштофовича (1940), Н. М. Страхова (1945, 1960, 1962) и других было доказано, что на территории СССР в пермский период существовали ландшафтные климатические зоны, сопоставимые с современной лесной зоной умеренного пояса, с зоной полупустынь и пустынь и с тропической лесной зоной. Угленосные отложения перми на территории СССР относятся в основном (по крайней мере, в Кузбассе и на северо-востоке Европейской части СССР) к лесной зоне умеренного пояса, частично сопоставимой по ряду признаков с современной лесной зоной умеренного пояса. Конкреции опресненно-лагунного, озерного и болотного происхождения широко распространены в ископаемых отложениях этой зоны и могут быть сопоставлены с конкрециями современных аналогичных фаций.

Таким образом, мы имеем ископаемый конкреционный комплекс, довольно детально изученный автором в Печорском бассейне и другими исследователями в Кузбассе. Этот комплекс, сопоставимый с современным конкреционным комплексом лесной зоны умеренного пояса, также довольно хорошо изученным, сформировался в аналогичной ландшафтно-климатической зоне, при сходных типах фациальных геоморфологических обстановок, в сходную фазу геотектонических и геоморфологических циклов.

Правда, нет достаточной аналогии геотектонического режима, так как современные озерно-болотные конкреции лесной зоны СССР формируются в условиях типичного платформенного режима, а ископаемые конкреции пермских угленосных толщ СССР формировались в условиях геотектонического режима геосинклинальных краевых прогибов.

В современную геологическую эпоху геотектонический режим, близкий к геотектоническому режиму геосинклинальных краевых прогибов, характеризует район Каспийского моря и его побережий, некоторые предгорные котловины Средней Азии (например, Ферганскую котловину), низменности Камчатки, Сахалина, часть побережий Мексиканского залива, Ломбардской низменности, о-ва Суматра и др.

Имеющиеся, хотя и отрывочные, данные о составе конкреций в этих районах показывают, что основные химико-минералогические особенности конкрецитообразователей в областях современных геосинклинальных краевых прогибов сравнительно мало отличаются от соответствующих особенностей конкреций платформенных областей в той же ландшафтно-климатической зоне. Несомненно, имеются существенные особенности конкрецитообразования, присущие формациям геосинклинальных краевых прогибов, однако эти особенности касаются главным образом формы, размеров, характера залегания конкреционных тел, некоторых деталей минералогического состава, но мало проявляются в общем составе химических элементов, участвующих в конкрецитообразовании, так как этот состав зависит в основном от климата и состава растительности. Поэтому мы имеем возможность сопоставлять конкреционные комплексы пермских лесов умеренного пояса на территории геосинклинальных краевых прогибов с конкреционными комплексами современной лесной зоны умеренного

пояса, учитывая, конечно, некоторые особенности, связанные с отличием геотектонического режима платформ и краевых прогибов.

Сравнение этих конкреционных комплексов указывает на черты сходства и различия (Македонов, 1948, 1954, 1957, 1961; Македонов и Родный, 1957).

Как и в современных озерах и болотах лесной зоны умеренного пояса и примыкающих внутренних морях типа Балтийского моря, в составе конкреционного комплекса пермских отложений болот, озер и опресненных морских бассейнов лесной зоны умеренного пояса резко преобладают железистые конкреции (в особенности в некоторых верхнепермских толщах типа сейдинской свиты печорской серии или ерунаковской свиты). В подчиненном количестве присутствуют железисто-известковистые конкреции и встречаются лишь в отдельных слоях, отличающихся по генезису от основной угленосной толщи, собственно известковистые конкреции. Так же, как и в современную эпоху, железистые «бассейновые» конкреции были приурочены к литорали и сублиторали и были связаны с широким развитием торфяников на низменной суше, примыкавшей к этим бассейнам.

Аналогия между современными болотными сидеритами лесных зон и ископаемыми сидеритами в угольных пластах, в почве и в кровле угольных пластов уже неоднократно проводилась в геологической литературе (Залесский, 1910; Krusch, 1922a, б; Kukuk, 1909, 1924, 1938 и др.).

При переходе от пермской лесной зоны с многочисленными торфяниками к пермской семиаридной и аридной зоне происходили изменения вещественного состава конкреций, аналогичные изменениям, которые наблюдаются и сейчас при переходе от лесной зоны к степной и полупустынной зонам. Так же, как и в современной степной и полупустынных зонах, в пестроцветных и красноцветных континентальных и бассейновых осадках пермской семиаридной и аридной зоны резко преобладали известковистые (мергелистые) конкреции, отсутствовали железистые, встречались (в более аридных областях) магнезиально-известковистые, гипсовые, известково-кремнистые, кремнистые конкреции (Блудоров, 1964; Едемский, 1927; Кротов, 1925; Люткевич, 1955; Македонов, 1954, 1961; Ферсман, 1922; Форш, 1955; Чалышев, 1961, ряд наблюдений Ф. И. Енцовой и др.) Аналогия конкреционных комплексов в данном случае еще более близка, чем аналогия конкреционных комплексов лесной зоны.

Можно отметить сходство некоторых зональных особенностей, морфологии и текстуры конкреций соответствующих зон. Например, лепешкообразные озерные железные руды морфологически напоминают некоторые округленно-плитчатые и лепешкообразные бассейновые сидериты пермских угленосных толщ. Сходство водорослевых известковых шаров современных озер семиаридной и переходной к ней семигумидной зоны с водорослевыми известковыми стяжениями пермских осадков Северо-Русской платформы уже отмечалось в литературе (Pia, 1933 и др.).

Все эти черты сходства пермских и современных конкреционных комплексов аналогичных географических зон показывают, что уже в верхнем палеозое закономерности зонального распределения конкреций по составу конкрецдиобразующих химических элементов и по некоторым другим литологическим признакам, определяющиеся самыми общими различиями климата (влажный, перемененно влажный, сухой) и растительности (богатство или бедность лесной и болотной растительности), были аналогичны современным закономерностям.

С другой стороны, черты отличия между гомологичными конкреционными комплексами перми и современности не менее резко выражены, чем черты сходства.

Отличия в вещественном составе выражаются главным образом в особенностях господствующей минералогической формы железа и магния и

в содержании и распределении второстепенных химических компонентов конкрецтеобразователей — магния, марганца, фосфора и кремния.

Железистые конкреции озер, лагун, болот, внутренних опресненных морей зоны кордаитовой (и каламитовой) «тайги» пермского периода были в основном сидеритовыми и анкеритовыми (причем в наиболее пресноводных фациях резко преобладали сидериты), с некоторой примесью анкерито-доломитовых, анкеритовых, доломитовых и доломито-сидеритовых. Окисное железо как первичный конкрецтеобразователь играло ничтожную роль даже при переходе к платформенным фациям, не говоря уже о типичных фациях краевых прогибов. В современном же конкрецтионном комплексе лесной зоны сидеритовые конкреции встречаются только в некоторых торфяниках¹, а анкериты как самостоятельный конкрецтеобразователь совершенно отсутствуют. Хотя микроконцентры анкерита и обнаружены Б. П. Кротовым (1950а) в некоторых озерных железных рудах, содержание анкерита в наиболее богатых ими современных конкрециях вряд ли когда-либо достигает нескольких процентов, в то время как в пермский период был развит обширный и разнообразный класс анкеритовых конкреций, иногда достигавших гигантских размеров, с содержанием анкерита более 50 и даже 80% общего количества конкрецтеобразователя.

Могут возразить, что сидерит в ископаемых конкрециях является вторичным, а первичным конкрецтеобразователем являлись гидроокислы и другие формы окисного железа. Как известно, Беммелен считал и современные болотные сидериты вторичными.

Такое предположение, однако, противоречит фактам.

Опыты по восстановлению коллоидных гидроокислов железа (Aarnio, 1918; Афанасьев, 1930; Ермолаев, 1948) показывают, что даже в резко восстановительной среде оно проходит с большим трудом и лишь при наличии специфических анаэробных бактерий и кислой реакции среды, переводящей часть коллоидного железа в истинный раствор. Опыты Ермолаева также показали, что сильно цементированные коллоидами гидроокислов железа ортштейноподобные образования в современных морских осадках практически не восстанавливаются даже при длительном воздействии восстановительной среды. Сравнительно легко восстанавливаются лишь рыхлые, несцементированные разности. Наблюдения над природными ортштейнами, в кровле которых развились торфяники, в общем подтверждают эти лабораторные данные; раскисление плотных ортштейновых плит происходит с очень большим трудом. Редкие случаи восстановления гидроокисных озерных железных руд ведут к образованию не сидеритов, а закисно-железистых силикатов, близких к лептохлоритам, или, может быть (в очень небольшом количестве), сульфидов железа. Однако и эти случаи, видимо, относятся только к рыхлым, несцементированным разностям.

Кроме того, изучение пермских сидеритовых и анкеритовых конкреций угленосных толщ показало, что все они, как и крупные сидеритовые конкреции, сформировались еще в стадии раннего диагенеза, до значительного обезвоживания и затвердения вмещающего осадка.

Образование современных сидеритовых линз в торфяниках и изредка в озерах также носит раннедиагенетический характер. Никаких реальных признаков существования более ранней стадии образования окисно-железистых конкреций и их превращения в сидеритовые в процессе диагенеза нет, хотя очень часто наблюдаются случаи противоположного процесса — образования окисно-железистых конкреций за счет первичносидеритовых и в современных (Бушинский и др.), и в ископаемых осадках (Точилин, 1951; Кротов, 1936 и др.). Иловые растворы в начальную стадию форми-

¹ В одном случае — в сильно заросшем тропическом лесном озере, как спутник вишнякита (см. выше).

рования (вследствие разложения органического вещества с образованием углекислоты) обычно имеют более низкие рН, чем надонные воды (Бруевич, 1938, 1940; Бруевич и Виноградова, 1947; Бруевич, Певзник и др., 1939; Ивлев, 1937; Молчанов, 1933; Страхов, 1948б, 1953, 1960 и др.). Эта фаза благоприятна для образования легкоподвижных солей металлов и их накопления в растворе в форме бикарбонатов. В условиях влажного климата иловый раствор в эту фазу часто или даже всегда может иметь кислую реакцию. Однако необходимо учесть направление эволюции илового раствора в процессе диагенеза.

Все, что мы знаем о современных процессах эволюции иловых и грунтовых растворов в разнообразных условиях и что можно предположить в отношении сходных ископаемых осадков угленосных толщ, свидетельствует о том, что в процессе диагенеза не могла сохраниться сильноокислая реакция, даже если она имела место в начальной стадии формирования илового раствора. Реакция среды изменяется в процессе диагенеза, не считая эпизодических колебаний в сторону увеличения щелочности. Это вытекает и из самого факта формирования сидеритовых конкреций, так как в кислой среде выпадение карбоната невозможно. Если же эти конкреции возникали в нейтральной и слабощелочной среде, то возможность восстановления гидроокисных «первичных» конкреций в сидеритовые становится еще менее вероятной.

Таким образом, предположение о позднейшем превращении первичных гидроокисных конкреций в сидеритовые решительно противоречит геологическим фактам, данным экспериментальных исследований и элементарным теоретическим предположениям.

Наоборот, есть все основания предполагать, что сидеритовые конкреции пермских угленосных отложений сформировались из иловых растворов в стадии раннего диагенеза, примерно отвечающей той стадии диагенеза, к которой приурочено образование современных озерных и болотных первично гидроокисных и других железистых (вивианитовых и сидеритовых) конкреций.

Таким образом, очевидно, что в сходных озерных и болотных фациях и при сходных условиях гумидного умеренного климата в верхнем палеозое формировались конкреции карбонатов железа, а в современных условиях — гидроокислы железа.

Принимая во внимание массовое, широчайшее распространение тех и других конкреций, мы должны признать, что оно отражает какие-то глубочайшие ландшафтно-климатические различия гумидной зоны умеренного пояса перми и современности.

Другие отличия минералогического и химического состава конкреционных комплексов сходных ландшафтных зон перми и современности и, по-видимому, конечно, не могут быть объяснены наложением каких-либо вторичных процессов на первичный состав конкреции; тем более, что и анкеритовые, и доломитовые конкреции перми имеют в основном такое же раннедиагенетическое происхождение.

Из этих отличий особенно существенны, в частности, следующие.

Накопление марганца в конкрециях в пермскую эпоху, как это показывает весьма обширный аналитический материал, шло главным образом в форме солей двухвалентного марганца. В современную же эпоху конкреционный двухвалентный марганец играет ничтожную роль (линзочки и примеси родохрозита в некоторых линзах болотного сидерита). Общее содержание марганца в современных конкрециях значительно выше, так как собственно марганцовистые конкреции в пермскую эпоху весьма редки. Примеси марганца в железисто-карбонатных конкрециях перми весьма распространены (особенно в сидеритах), но не превышают 3—4% (обычно — не более 2%), т. е. во много раз меньше, чем в современных железисто-марганцовистых конкрециях.

Анкерит как самостоятельный конкрециеобразователь в современную геологическую эпоху отсутствует. Доломит изредка отмечен только в морских фациях и соленых озерах аридного климата, причем собственно доломитовые конкреции в озерных фациях неизвестны. В пермскую эпоху своеобразные доломитовые конкреции (обычно с примесью сидерита или анкерита) были широко распространены в лагунных и некоторых озерных отложениях угленосных толщ. Они также присутствовали в осадках аридных континентальных и лагунных водоемов перми, отличаясь от доломитовых конкреций угленосных толщ по составу, строению и другим признакам.

С другой стороны, специфические магнезито-известковистые конкреции, открытые в современных озерах полупустынь, в ископаемых пермских осадках аридных и семиаридных зон пока не обнаружены.

Общее количество магния в пермских конкреционных комплексах относительно больше, чем в современных, а минералогическая форма его — иная.

Совершенно отсутствуют в современную эпоху морские и лагунные кремневые конкреции, встречающиеся (хотя тоже относительно в небольшом количестве) в пермских морях и лагунах, в частности, в отложениях казанского яруса Поволжья, в ассоциации с мергелями и гипсовыми конкрециями.

С другой стороны, гипсовые конкреции в современную эпоху приурочены почти исключительно к континентальным почвенным фациям и коре выветривания, изредка встречаются в озерах и лагунах. В пермскую же эпоху были широко распространены именно гипсовые конкреции лагун (например, «головчатые» гипсы и «желваки гипса» в осадках казанского яруса).

Содержание фосфора в конкрециях современных болотных и озерных фаций в общем значительно больше, чем в пермских болотно-озерных конкрециях. В частности, современные болотные сидериты гораздо богаче фосфором, чем пермские болотные сидериты. Они ассоциируют с линзами вивианитов, чего в пермскую эпоху не наблюдалось.

Можно найти много сходного между современными осадками теплых морей и известковистыми конкрециями в ископаемых толщах, в частности, пермских. Однако никаких аналогов железисто- и кремнисто-мергелистым конкрециям пермских морей в современных условиях нет. Даже собственно мергелистые пермские конкреции резко отличаются от современных: по содержанию обломочного материала, морфологии, текстуре и структуре.

Еще резче выступают отличия между современными и пермскими конкреционными комплексами болотных осадков, например, современные болотные сидериты и пермские (а также карбоновые) сидеритовые конкреции и линзы в угольных пластах и их почвах и кровлях.

Генетическая аналогия этих конкреций очевидна, и многие авторы (Круш и др.) рассматривают их как почти тождественные образования.

Однако на самом деле и по деталям вещественного состава (другое содержание фосфора и обломочного материала, что уже отмечено нами выше), и особенно по остальным литологическим признакам болотные сидериты современности и пермского времени весьма различны. Большая часть весьма разнообразных текстурных, морфологических и структурных типов конкреционных пермских сидеритов угленосных толщ² совершенно не обнаружена в современных (и вообще четвертичных) торфяниках, их почвах и кровлях. Только один литологический тип ископаемых сидеритовых конкреционных линз — глинисто-сидеритовые конкреционные лин-

² См. о них: Македонов, 1948, 1954, 19576 и др.; Беленко, 1962.

зы, неправильно уплощенно-вытянутой формы, с растительными остатками по напластованию имеет близкую, хотя все же неполную аналогию среди современных болотных сидеритов.

Так же резко отличаются морфология, текстура и структура всех других основных типов современных и пермских конкреций.

Таким образом, конкреционные комплексы перми и современности существенно отличаются даже в сходных ландшафтно-климатических обстановках, хотя есть и аналоги, отражающие это сходство³.

Сравнение современных озерно-болотных и прибрежно-морских окисно-железистых конкреций тропической лесной зоны и лесной зоны умеренного пояса с так называемыми липецкими железными рудами

Липецкие руды сформировались в платформенной обстановке, в ландшафтно-климатической зоне, которая может быть сопоставлена с современной лесной зоной субтропиков или тропиков. Липецкие железные руды в значительной части представляют собой конкреции или пластообразные тела, возникшие в результате срастания конкреций (Давыдова, 1933; Пустовалов, 1933).

Конкреции сложены в основном гидроокислами железа, имеют концентрическое строение и некоторые общие черты с современными озерными железными рудами, отличаясь, однако, от них деталями вещественного состава (гораздо меньшее содержание марганца, фосфора и др.) и особенно по морфологии, текстуре и структуре (типичные гороховые, тарелкообразные и многие другие формы современных озерных руд в липецких рудах отсутствуют, тогда как жеодистые формы, присущие липецким рудам, не характерны для современных озерных руд и т. д.).

В отношении генезиса липецких руд существуют две точки зрения.

Одна группа исследователей (Пустовалов и др.) считает их озерно-болотными рудами, первичногидроокисными и, таким образом, прямым аналогом современных озерных и болотных руд, хотя, наряду с этой аналогией, отмечены и большие различия между ними.

Однако в последнее время в результате многолетних исследований М. С. Точилина происхождение и первичный состав липецких руд рассматриваются совершенно иначе.

Согласно М. С. Точилину (1951), липецкие железные руды «образовались в прибрежно-морских мелководных условиях» и имеют первично-сидеритовый состав. Если так, то их надо сравнивать с современными мелководно-морскими конкрециями. Очевидно, что в этом отношении отличия их от современных еще более существенны. Поскольку первичные сидеритовые руды липецкого месторождения были очень сильно изменены в результате эпигенетического окисления, трудно сравнивать их с современными сидеритами. Однако и в первичной своей форме они были мало похожи и на современные сидеритовые конкреционные линзы континентальных фаций, и на морские сидеритовые конкреции юрского и третичного периодов.

Алапаевские железные руды, которые являются мезозойскими аналогами современных озерно-болотных, как известно (Кротов и др., 1936), были первично сидеритовыми. Морфология, текстура и состав этих конкреций резко отличают их от современных окисно-железистых конкреций⁴.

³ Различия вмещающих конкреции осадков (например, пермских озерных аргиллитов и четвертичных озерных глин лесной зоны) не так резки и наглядны, как различия самих конкреций.

⁴ Вмещающие осадки тоже отличаются от современных озерно-болотных осадков лесных зон, но не так резко и наглядно, как конкреции.

Так называемые вятско-камские сидериты, образовавшиеся в конце верхней перми или в мезозое, в условиях длительного континентального выветривания и почвообразования на севере Русской платформы, в озерных и болотных фациях ландшафтно-климатической зоны, сходной с современной лесной зоной умеренного пояса (Белоусов, 1933 и др.), являются естественными аналогами современных озерно-болотных железных руд.

Однако и эти конкреции, имеющие иногда формы, сходные с некоторыми современными болотными сидеритами, в большинстве своих литологических типов четко отличаются от современных сидеритов и по химическому составу (более высокое содержание силикатного материала, меньшее содержание фосфора и др.), и особенно по текстуре и морфологии. Кроме того, преобладающий сидеритовый состав резко отличает их от современных озерных и болотных окисно-железистых руд; отсутствует ассоциация с вивианитовыми конкрециями.

Сравнение современных конкреционных комплексов, характеризующихся господством мелководно-морских окисно-железистых марганцовистых и марганцовисто-железистых конкреций и ископаемых аналогов этих комплексов

Интересно, что их ископаемые аналоги в палеозое и даже мезозое до сих пор не известны. Также не известны и мелководные морские осадки, в конкреционном комплексе которых доминировали бы окисно-железистые и марганцово-железистые конкреции. В мезозое известны лишь осадки с конкрециями, которые принято считать аналогом современных мелководных железо-марганцовых конкреций.

В третичный период известны аналоги современных мелководных морских марганцовых и железистых конкреций.

Детально изученные олигоценовые марганцовые руды (Чнатуры, Никополь, несомненно, имеют в значительной степени конкреционное происхождение. Некоторые описанные в этих месторождениях конкреционные образования имеют черты сходства с современными, в частности, концентрическое строение (Каниболоцкий, 1948). Однако, олигоценовые мелководно-морские марганцовые конкреции отличаются от современных более резкой дифференциацией от железистого материала; ассоциацией с кремнистыми осадками, не наблюдающейся в современности; наличием фациальных переходов в карбонатные морские марганцовые руды, которые в современных морях не известны; рядом деталей вещественного состава, в частности, широким участием мангано-кальцита, а также по морфологии и текстуре.

Плиоценовые керченские железные руды содержат образования, наиболее близкие к современным мелководно-морским железистым конкрециям, что и понятно, если принять во внимание весьма небольшой в геологическом отношении промежуток времени между их образованием и современностью. Они образовались в лагунной фации опресненного бассейна (Страхов, 1963б), который по режиму солености можно до некоторой степени сопоставить с современным Балтийским морем, где железистые конкреции образуются и сейчас. Характерно также присутствие железистых фосфатов (Сидоренко, 1944 и др.).

Однако и здесь, наряду со сходством, имеются весьма значительные отличия. Так, по своему вещественному составу керченские железистые конкреции не вполне отвечают ни современным морским, ни современным озерным конкрециям, причем стоят несколько ближе к озерным (см. выше, гл. 1, а также Архангельский и Копченова, 1935 и др.). Среднее содержание марганца в них меньше. Они ассоциируют с конкрециями барита (Чухров, 1937) и образуют пластовые скопления и гигантские сростки,

которые в современную эпоху в морях и озерах не наблюдаются⁵. У ряда морфологических и текстурных разностей современных конкреций нет аналогов в керченских рудах, но часть керченских конкреций имела первоначально сидеритовый состав.

Ландшафтно-климатические условия времени и района образования керченских железных руд были во многом сходны с условиями современной влажной лесной зоны субтропиков; однако ни в одной из фаций современных лесных зон конкреционных железных руд, вполне аналогичных керченским, уже не образуется.

Сравнение современных абиссальных морских железомарганцовых конкреций и их ископаемых аналогов

Такие аналоги пока обнаружены лишь в мезозойских осадках австралийско-азиатских морей (Самойлов и Титов, 1922, по Molengraaf, 1915). Это, конечно, может объясняться крайней редкостью находок древних абиссальных отложений вообще. Имеется сходство описанных Моленграафом конкреций с современными по самым общим признакам вещественного состава и морфологии. Но и здесь сходство сопровождается существенными различиями и вещественного состава (например, более высокое содержание бария в мезозойских конкрециях), и в особенности морфологии и текстуры, что убедительно показано Я. В. Самойловым и А. Г. Титовым (1922).

Темпы изменчивости конкреционных комплексов

Наблюдаются быстрая изменчивость конкреционных комплексов даже на протяжении очень короткого отрезка геологического времени и сходный характер этих изменений на огромных площадях.

Сравним конкреционные комплексы, характеризующиеся господством озерных известковистых конкреций, так называемых иматровых камней, с аналогичным современным комплексом озерных конкреций. Стратиграфия и палеогеография иматровых камней недостаточно изучены, но, как указано выше, основная масса этих образований относится или к последнему межледниковью, или к первой, относительно сухой послеледниковой фазе. Ландшафтно-климатические условия образования иматровых камней очень своеобразны и не имеют сейчас прямых аналогов, но скорее всего могут быть сопоставлены с современной сухой лесостепью или переходной полосой от подзоны лиственных лесов к степной зоне (только в условиях более холодного климата). Очевидно, в современных условиях географическими аналогами иматровых камней являются известковые псевдодорослевые желваки Европы и Северной Америки, описанные выше. Аналогия ландшафтно-климатических и геоморфологических условий и близость геологического возраста определяют черты существенного сходства между этими двумя комплексами известковистых конкреций (глинисто-известковистый состав, преобладание уплощенно-овалоидных форм и др.).

Однако основные морфологические типы иматровых камней и особенно формы их сростания не имеют аналогов в современных конкрециях. Горизонтальная слоистость иматровых камней отличается от концентрической скорлуповатости и радиальной «ветвистости» современных известковых конкреций. Примесь сидерита, отмеченная в некоторых иматровых камнях, в современных озерных известковых конкрециях не наблюдается. Содержание обломочного материала в иматровых камнях гораздо больше, чем в современных известковых шарах и Schnegglichsteine и т. д.

⁵ В лагуне Арауама в Бразилии железистые и баритовые конкреции образуются и в наше время, но лишь в пространственно разобщенных участках, причем эти железистые конкреции резко отличаются от керченских железных руд.

Если мы попытаемся теперь сравнить совокупность современных конкреций и конкреционных комплексов со всеми ископаемыми конкрециями, то, несмотря на малую еще изученность ископаемых конкреций, все же можно уверенно утверждать, что современное конкрециеобразование как целое имеет ряд особенностей, никогда ни в одну из прежних геологических эпох не наблюдававшихся.

Перечислим важнейшие из этих особенностей.

1. Железо и марганец в составе современных конкреций более чем на 99% находятся в форме окисей, а не закисей. Это не отмечалось ни для докембрия, ни для палеозоя, ни для мезозоя.

В связи с этим сидеритовые конкреции в морях и озерах, широко распространенные в древних геологических эпохах, почти отсутствуют в современную⁶.

2. Резкое преобладание окисно-железистых конкреций в общем составе современных конкреционных комплексов, особенно морских; в прежние геологические эпохи (по крайней мере, ранее плиоцена), видимо, никогда не наблюдалось.

3. Во все прежние геологические эпохи гораздо большую роль, чем в современную, играли конкреции кремнезема и карбонатов кальция и магния.

Кремнистые конкреции в водных осадках известны еще в миоцене (Сахалин, Калифорния), хотя в ту эпоху они были распространены уже гораздо меньше, чем в сходных фашиально-геотектонических обстановках более древних периодов. В разных количествах и разных типов, конкреции кремнезема отмечены в осадочных формациях всех стадий крупных геотектонических циклов, вплоть до неогена. Следовательно, отсутствие кремнистых конкреций в современных водных осадках и, видимо, осадках всего четвертичного периода, не может объясняться только какими-либо периодическими изменениями.

Особенно поразительно полное отсутствие в современную эпоху образования морских, лагунных и озерных кремнистых конкреций⁷. Характерно также очень незначительное образование известковистых морских конкреций даже в теплых мелководных морях, несмотря на широчайшее распространение их в конкреционных комплексах прошлого, и почти полное отсутствие собственно доломитовых морских конкреций.

Кроме того, современные известковистые конкреции очень резко отличаются по морфологии, текстуре и деталям вещественного состава от ископаемых. Например, характерно отсутствие морских и озерных собственно мергелистых конкреций более или менее караваяобразной формы и сплошного строения, столь распространенных в течение всего пермского периода.

⁶ Морские сидериты были широко распространены еще в юре и даже до нижнего миоцена (майкошская свита Северного Кавказа). Массовое распространение первично-окисно-железистых конкреционных морских, или, точнее, лагунных железных руд отмечено в плиоцене, т. е. накануне современной геологической эпохи. Однако морское и лагунное сидеритообразование существенно сократилось еще раньше. В третичных угленосных толщах геосинклинальных краевых прогибов (например, на Сахалине) сидеритовые конкреции распространены уже меньше, чем в верхнепалеозойских угленосных толщах геосинклинальных краевых прогибов. Озерные сидериты в неогене встречаются довольно часто, но не образуют таких концентраций, как в более древние периоды. В работе А. Миртовой (1927) имеются указания на редкие находки «конкреций сферосидерита» в плиоценовых (акчагыльских и подстеляющих их) солоноватоводных глинах.

⁷ Многие конкреции кремния считаются позднедиагенетическими и, возможно, образовались в более глубоких слоях осадков, еще мало изученных. Однако раннедиагенетические конкреции кремния также были очень широко распространены в древних осадках.

4. В современную геологическую эпоху конкреции гипса более чем на 99% приурочены к почвенным фациям, в то время как в древних лагунах интенсивно образовывались крупные конкреции гипса.

5. В современную геологическую эпоху конкреции глинозема в морских и, видимо, континентальных водоемах не образуются.

6. В современную геологическую эпоху исключительно редки пиритовые конкреции макроскопических (более 1—2 мм) размеров, довольно широко распространенные в палеозое и мезозое.

7. В современную геологическую эпоху (возможно, также и в третичный период) довольно широко распространены континентальные конкреции солей фосфора, весьма редкие, по крайней мере, до кайнозоя, и в общем повышена примесь фосфора в железистых конкрециях; в болотных и озерно-болотных фациях вивианит даже как бы вытесняет или замещает сидерит в «фациальном профиле» конкрециеобразования по сравнению с докайнозойским конкрециеобразованием. Значительно шире, чем в прошлые геологические эпохи, распространены ассоциации фосфора и железа.

8. По морфологии и текстурным признакам современные конкреции отличаются: а) особенно широким развитием концентрически-слоистых, а также трубчатых, губчатых, шлакообразных форм и относительно слабым развитием «сплошных» караваеобразных, линзовидных и сферических, горизонтально-слоистых, полых, радиально-лучистых форм; б) отсутствием или незначительным количеством крупных одиночных конкреционных тел толщиной более 0,5 м, за исключением некоторых прибрежно-морских известковистых конкреционных линз и плитообразных конкреций (известковистых, железистых и гипсовых).

Конечно, перечисленные отличительные особенности современного конкрециеобразования по мере дальнейшего изучения фактического материала будут, с одной стороны, дополнены, а с другой — частично исправлены. Некоторые из перечисленных особенностей (например, пункты 4 и 5), возможно, характерны не только для современной, но и для некоторых других геологических эпох. Но ряд особенностей, в частности, описанные в пунктах 1—3, нам кажется, уже при современном уровне знания состава ископаемых и современных конкреций достаточно обоснованы фактическим материалом.

Эти особенности вполне отвечают общему характеру направления эволюции физико-географических условий осадкообразования и литогенеза в истории земли, установленному в работах советских литологов (Н. М. Страхов), и в то же время позволяют выяснить дополнительные особенности современной физико-географической среды.

Отличия между составом современных окисно-железистых конкреций и ископаемых железисто-карбонатных конкреций аналогичных ландшафтно-климатических зон ясно указывают на резкое уменьшение парциального давления CO_2 в составе иловых и почвенных растворов современной геологической эпохи. Это отличие в конечном счете связано с уменьшением парциального давления CO_2 в атмосфере.

Такой вывод вполне согласуется с выводами Н. М. Страхова об общем прогрессивном сокращении (наряду с периодическими колебаниями) содержания CO_2 в атмосфере, начиная с докембрия. Это сокращение тем более разительно, что в отношении периодических закономерностей изменения содержания CO_2 (Григорьев, 1936 и др.) современная геологическая эпоха должна была бы, наоборот, характеризоваться некоторым его повышением в атмосфере (благодаря исключительно интенсивному вулканизму в неогене и в нижнечетвертичное время) и в Мировом океане (из-за похолодания его вод в периоды оледенения). Тем не менее даже в богатых CO_2 глубинных полярных и абиссальных иловых водах Мирового океана железистые конкреции накапливаются в форме окисно-железистых, а не железисто-карбонатных (как и в отношении марганца).

Отсутствие в современных осадках и почвах анкеритовых конкреций и исключительная редкость собственно доломитовых также могут быть объяснены снижением содержания CO_2 . Этим же может объясняться своеобразное сочетание пиритовых конкреций в глубоких слоях ила с окисно-железистыми конкрециями на его поверхности.

С другой стороны, исключительно высокая роль в современном конкрециеобразовании высших окислов железа и марганца объясняется также и господством высокого окислительно-восстановительного потенциала в подавляющем большинстве современных поверхностных природных вод и поверхностных слоев иловых и грунтовых растворов, к которым в основном приурочено конкрециеобразование. Только благодаря этому возможно интенсивное образование окисно-железистых конкреций даже в илах, заведомо богатых CO_2 (озерные железные руды, болотные лимониты, морские железо-марганцовые конкреции). Высокий окислительный потенциал конкрециеобразующих растворов и его устойчивость (с ритмическими колебаниями) на протяжении раннего диагенеза могут, в конечном счете, объясняться только более высоким общим содержанием кислорода в атмосфере. Общая геохимическая тенденция к увеличению свободного кислорода в атмосфере за геологическое время, как известно, была подчеркнута еще В. И. Вернадским; к аналогичным выводам приходит и Н. М. Страхов.

Сравнение пермского конкрециеобразования с современным в аналогичных ландшафтно-климатических зонах показывает огромное уменьшение содержания CO_2 и увеличение O_2 в атмосфере даже со времени верхнего палеозоя. Поэтому трудно согласиться с мнением Н. М. Страхова, который объединяет весь отрезок геологического времени от верхнего палеозоя до наших дней в один этап литолого-геохимической эволюции осадкообразования. Мы видели, что характер раннего диагенеза, выраженный в конкрециеобразовании, является даже более чутким и глубоким индикатором общего комплекса физико-географических условий, чем собственно седиментационные процессы. Поэтому необходимо прислушаться к «показаниям» конкреций на сей счет. По этим показаниям видно глубокое различие содержания углекислоты и кислорода в природных иловых водах и, следовательно, в атмосфере в пермский период и современную эпоху, в связи с чем трудно принять схему периодизации Н. М. Страхова по этому пункту. Действительно, между нижним и верхним палеозоем имеется настолько глубокая разница в составе и структуре осадкообразования (в частности, карбонатообразования), что, конечно, верхний палеозой нужно отнести к новому крупному этапу общей направленной эволюции осадкообразования. Однако новые факты заставляют поставить вопрос о дальнейшем расчленении этого этапа на стадии, быть может, вполне равнозначные по своеобразию геохимического режима тем двум крупным этапам, которые были выделены Н. М. Страховым до верхнего палеозоя, несмотря на меньшую их продолжительность⁸.

Отсутствие в современных морских и вообще водных фациях конкреций кремнезема может быть объяснено следующими соображениями.

По современным представлениям (Бруевич, 1953; Гинзбург и др., 1962; Го Окомото и др., 1963; Краускопф, 1957, 1963а), растворимость кремнезема увеличивается с увеличением температуры и рН, но в интервале рН от 2 до 9 (т. е. при рН, господствующих в природных водах) изменяется мало. Таким образом, главным фактором в природных условиях является температура. Присутствие в истинном растворе кремнезема других электролитов играет малую роль, кроме иона Al^{3+} , который действует как очень сильный осадитель даже в небольших количествах. Коллоиды SiO_2 очень ста-

⁸ По характеру ландшафтных зон суши особенно резкие смены условий были в верхнем меле и нижнем плиоцене.

бильны. На коллоидные растворы кремнезема гумусовые вещества и углекислота действуют как сильные стабилизаторы. Электролиты почти не осаждают коллоидный кремнезем при рН меньше 6, но начинают значительно действовать при слабощелочных рН. Основными источниками поступления свободного кремнезема в природные растворы многие считают вулканические эманации (например, Краускопф, 1963а). Кроме того, благоприятны условия жаркого климата и интенсивного длительного развития химического выветривания.

Эти данные позволяют понять особенности геохимии кремнезема и образования кремнистых конкреций в современную геологическую эпоху, заключающуюся в следующем.

1. В современную геологическую эпоху большинство природных вод не насыщено кремнеземом (Бруевич, 1953; Краускопф, 1957, 1963а и др.). Это объясняется для морских вод сравнительно малым развитием подводного вулканизма, а для всей гидросферы — действием комплекса факторов, с одной стороны, создающих относительную слабость выщелачивания кремнезема, а с другой — осаждающих кремнезем из еще не насыщенных растворов и замедляющих создание высоких концентраций.

Относительно низкая интенсивность процессов растворения кремнезема в современную геологическую эпоху вызвана, в частности, сравнительно низкими температурами больших масс природных вод; прогрессивным накоплением в зоне гипергенеза в ходе геологической истории труднорастворимых силикатов и кварца, господством рН природных вод (от 5 до 8,5), при которых кремнезем мало растворим; высокой энергией рельефа современных материков, благодаря которой механическое выветривание и седиментация преобладают над химическим выветриванием.

С другой стороны, накоплению кремнезема в природных растворах препятствует ряд факторов:

повышенная биогенная садка кремнезема, в частности, диатомей, которая достигла наибольшего развития в современную эпоху и в процессе геологического развития все более подавляет хемогенную (Рожкова, Горецкий, 1945, Каледа, 1956);

в ряде случаев постоянная разгрузка кремнезема из растворов сорбцией его глинистыми частицами и садкой силикатов, вместе с некоторыми другими процессами, широко развитыми в современных природных водах.

2. Концентрация кремнезема в поровых водах, как правило, гораздо выше, чем в наддонных (например, в типичных морских илах — в четыре раза и больше), и с глубиной осадка обычно увеличивается. Однако и в диагенетической стадии кремнезем обычно постепенно разгружается из раствора процессами сорбции, химического взаимодействия с глинистыми частицами и т. д., без образования крупных обособленных местных концентраций.

3. Учитывая изложенное выше, условия для хемогенного обособления, концентрации и садки кремнезема создаются в современную геологическую эпоху главным образом в жарких климатических зонах с интенсивным химическим выветриванием, там, где имеется значительный вынос его поверхностными водами и накопление в растворах. В то же время, выщелачивание алюминия и его присутствие в поверхностных и грунтовых водах, а также сильные колебания температур и режима увлажнения вызывают в определенных условиях интенсивное химическое осаждение кремнезема. Сочетание этих условий, как мы уже видели выше, создается в сравнительно редких случаях, — прежде всего в субтропических и тропических семиаридных и аридных, но периодически увлажняемых областях, с резкими сезонными колебаниями увлажнения, — на древних выровненных платформах, с сильным или длительным химическим выветриванием, во внутриматериковых фациях. Особые дополнительные благоприятные условия создаются в водоомах, в которых рН эпизодически подымается выше 8—9, а затем опять понижается (например, в некоторых солончаках, и др.).

Бедность в современную эпоху морских фаций известковистыми конкрециями объясняется отчасти теми же причинами, благодаря которым в современную эпоху незначительны размеры хемогенной садки карбоната кальция. Эти причины указаны Н. М. Страховым (1951а). Подавление биогенной садкой кальцита его хемогенного накопления выражается и в незначительности известковистого морского конкрециеобразования, и в своеобразных формах современных известковых конкреций, часто близких к биоморфным образованиям. К соображениям Н. М. Страхова можно добавить, что некоторые специфические формы современной жизни (интенсивное развитие высших травянистых растений с развитыми корневыми системами, исключительное развитие деятельности червей в почвах и водных осадках) определяют и многие типичные современные и вооб-

ще четвертичные морфологические и текстурные типы известковых конкреций: лёссовые журавчики, ризоконкреции и т. п.

Мы не будем останавливаться здесь на анализе причин таких более мелких особенностей современного конкрециеобразования, как, например, относительное увеличение роли фосфора и марганца в континентальном конкрециеобразовании, отсутствие образования конкреций глинозема в морских и, может быть, в озерных и других фациях.

Следует иметь в виду, что (кроме общих элементарных геохимических факторов, например, изменения содержания CO_2 и O_2 в атмосфере) особенности современного конкрециеобразования, несомненно, связаны и с более тонкими и пока мало изученными биохимическими явлениями, определяющимися особенностями состава, распространения и структуры живого вещества в данную геологическую эпоху. Например, в связи с этим условия выщелачивания и миграции железа, алюминия, кремнезема, фосфора в пермский период должны были во многом отличаться от современных. Кислые формы гумуса в современной таежной зоне связаны не только с умеренным и влажным климатом, но и непосредственно с составом растительности (хвойные, мхи, ацидофильные травы и кустарники). Наличие специфических форм кислого гумуса (фульвокислоты и пр.) определяет возможность значительных местных миграций железа даже в условиях отсутствия устойчивой восстановительной среды. Точно так же другой тип «гумуса» в совокупности с жарким климатом является, видимо, одним из условий образования разнообразных органических соединений алюминия и кремнезема. В современную эпоху географическое распространение такого гумуса ограничено сравнительно узкими пределами⁹. Мы не будем развивать здесь эти соображения, так как для этого еще пока нет достаточного фактического материала, но указать на необходимость такого биогеохимического исследования считаем необходимым.

Некоторое значение имеет и состав золы господствующих форм современной растительности.

Многие ископаемые группы растений были гораздо богаче кремнием (хвощевые) и алюминием (плауновые), чем доминантные формы современных фитогеозов. Об этом можно судить по данным о современных формах, родственных вымершим древним формам, а также путем сравнения состава золы углей (различных возрастов) и современных торфяников. С другой стороны, доминантные формы современной растительности, видимо, гораздо богаче фосфором. Это видно, в частности, из анализов золы растительности прибрежной зоны озер и их побережий в Бразилии, приведенных Фрайзе, где содержание фосфора составляет 4,3—5,5%, и из ряда других анализов, приводимых в почвоведческой и болотоведческой литературе (см. также Виноградов, 1932).

Уже одно это отличие в сочетании с изменением содержания CO_2 в атмосфере может объяснить относительный расцвет железо-фосфатного конкрециеобразования в озерах и гидроморфных почвах современных гумидных зон по сравнению с более древними геологическими эпохами.

Современные ландшафтные зоны лишь в самых общих чертах соответствуют ископаемым ландшафтным зонам. Даже в течение плицена, плейстоцена и голоцена все ландшафтные зоны, кроме, может быть, приэкваториальной «гилей», неоднократно меняли не только свои границы, но и свой облик; менялся даже порядок чередования зон. Плиоценовые степи с характерной фауной гиппариона совмещали в себе признаки со-

⁹ Некоторые данные о различных зональных типах гумуса в современную эпоху и конкретных формах взаимодействия органических кислот с солями железа, алюминия, кальция и т. д. приводятся в следующих работах: Александров, 1964; Герасимов и Глазовская, 1960; Герасимов и Ромашкевич, 1964; Зонн, 1963; Кауричев и др., 1960; Пономарева, 1964; Пономарева и Николаева, 1964; Титова, 1962; Ту Мен-Чжао, 1961 и др.

временных степей умеренного пояса и тропических саванн. Эти степи не могут быть точно сопоставлены ни с одной из современных зон. Аналогии зоны тундр неизвестны до плейстоцена (Богдановская-Гиенэфф, 1946), причем сухие циркумледниковые «арктические степи» или «арктические лесостепи» эпох оледенений также весьма отличались от современных тундр. Тундровая зона является, строго говоря, уже послеледниковой географической зоной (Марков, 1951 и др.). В своеобразии конкреционных комплексов каждого отрезка геологического времени в каждой физико-географической единице отражались все эти неповторимые особенности, в том числе и такие биохимические особенности, которые мы еще в настоящее время не можем ясно восстановить. Этим и объясняется резкое различие между известковыми конкрециями комплекса иматровых камней и комплекса «водорослевых шаров» и «водных бисквитов».

Именно в этом плане мы можем говорить о «стратиграфических конкреционных комплексах», отражающих своеобразие физико-географических и геохимических условий конкрециеобразования в каждую геологическую эпоху и через это — своеобразие физико-географической и геологической среды как целого.

Современные конкреционные комплексы отражают ряд особенностей современной геологической эпохи: более низкое содержание CO_2 в воздухе и природных водах, более высокое содержание кислорода, повышенную роль биогенной садки кремнезема и карбонатов, резкое преобладание платформ над геосинклиналями, резко выраженную зональность ландшафтов и особенности признаков отдельных географических зон. Они отражают и ряд других особенностей, связанных с уровнем и характером жизни в современную эпоху, с появлением человека как нового географического и геологического фактора.

Это создает теоретическую и практическую основу использования конкреционных комплексов как индикаторов геологического времени.

Необратимая историко-геологическая эволюция Земли проявляется во всех элементах седиментации и диагенеза. Однако эта эволюция проявляется в различных элементах по-разному и с разной степенью выразительности. Наиболее резко она, как известно, проявляется в биоценозах и в ископаемых остатках биоценозов. Изменения остальных, собственно литологических признаков — гранулометрического и петрографического состава пород, текстуры и других, также происходят в процессе геологического развития, но при современной степени их изученности эти изменения часто еще с трудом улавливаются. Важно поэтому выделить также геологические тела и такие их литологические признаки, которые характеризуются наибольшей изменчивостью и в то же время закономерной зависимостью от крупных, регионально действующих географических и историко-геологических факторов. Такими геологическими телами являются прежде всего хемогенные, биогенные и биохемогенные породы. В отношении карбонатных пород, осадочных железных и других руд впервые удалось установить необратимые изменения в ходе геологического развития Земли. Но в еще большей степени удовлетворяют этим требованиям конкреции. Например, как показано выше, известковые конкреции более резко и быстро изменяются, чем известковые осадки вообще.

Вместе с тем мы видели, что современные и субископаемые характерные группы конкреций и конкреционные комплексы распространены на огромных территориях и сохраняют общие, присущие данному геологическому времени, особенности на всей этой территории, хотя и варьируют (тоже закономерно) по ряду других, более мелких признаков в пределах общего комплекса основных признаков. Это делает конкреционные комплексы настоящим «руководящим ископаемым» и позволяет широко использовать конкреционный анализ как новый литостратиграфический метод (Македонов, 1947, 1948; Жемчужников, 1950).

ВОЗМОЖНОСТИ И ПУТИ ПРАКТИЧЕСКОГО ПРИМЕНЕНИЯ КОНКРЕЦИЙ И КОНКРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ КОНКРЕЦИИ, ДОСТИГАЮЩИХ РУДНЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ, КАК ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Это относится к большой группе осадочных железных, марганцевых и алюминиевых — оолитовых, «бобовых» и других конкреционных руд, к большинству фосфоритов, к некоторым типам месторождений кремней, гипсов и других полезных ископаемых¹.

Знание закономерностей современного и палеогеографического распространения соответствующих групп конкреций является основой рациональных поисков и разведки этих руд.

КОНКРЕЦИИ И КОНКРЕЦИОННЫЕ КОМПЛЕКСЫ КАК ИНДИКАТОРЫ ОПРЕДЕЛЕННЫХ ТИПОВ ФИЗИКО-ГЕОГРАФИЧЕСКИХ И ИСТОРИКО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК И СВЯЗАННЫХ С НИМИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Мы видели, что каждая географическая зона характеризуется определенным комплексом особенностей конкреций.

Другие литологические признаки осадков тоже имеют определенные зональные особенности и особенности, связанные с интразональными физико-географическими обстановками. Однако в ряде случаев они выражены менее резко и наглядно, чем у конкреций. Это позволяет использовать конкреции как индикаторы различных географических обстановок. Особое значение это имеет для субсовременных отложений, например, погребенных почв, водноконтинентальных и других мелководных осадков. Например, для восстановления почвенно-экологических и, следовательно, климатических условий различных фаз истории пустынь Средней Азии огромное значение имеют погребенные горизонты известковых конкреций (Благовещенский, 1949; Перельман, 1951), для восстановления соответствующих условий различных фаз послеледниковой истории тундр — находки погребенных оршштейнов (Ливеровский, 1934 и др.) и т. д. Конкреции являются в этом отношении особенно хорошим индикатором, так как биоценозы переходят в ископаемое состояние лишь в форме ориктоценозов, иногда очень бедных и всегда неполно и односторонне отражающих состав собственно биоценозов. Погребенные почвы редко сохраняют первичное строение и состав почвенного профиля. Такие литологические признаки, как механический состав грунтов, текстура и другие, в ряде случаев отражают очень общие особенности седиментации и литогенеза,

¹ В последние годы выяснилось особое значение некоторых групп конкреций (например, абиссальных, железисто-марганцевых) как руд редких и малых элементов. Можно предполагать также особую ценность в этом отношении некоторых фосфатных, алюмофосфатных, почвенных железистых и других конкреций.

свойственные различным физико-географическим условиям или очень широкому комплексу этих условий. Даже такой признак, как состав аутигенных минералов, менее четко связан, чем конкреции, с определенными зональными и интразональными условиями. Например, работами ряда авторов (Добровольский, 1964; Замятченский, 1940; Перельман, 1955, 1961; Пологинов, 1934 и др.) установлено зональное распространение ряда таких современных аутигенных минералов, как каолинит, галлуазит, монтмориллонит, некоторые минералы гидроокислов железа и алюминия и др. Однако зоны распространения этих минералов обычно очень широки и часто охватывают несколько ландшафтных зон Докучаева — Берга.

Многие аутигенные минералы встречаются в разных зонах, с очень несходными физико-географическими условиями. Например, аутигенные палыгорскиты встречаются и в ортштейногенных горизонтах, и в почвах солонцов и солончаков полупустынь. Каолинит встречается главным образом в тропических влажных почвах, но наблюдаются также и в почвах субтропиков. Ни один аутигенный минерал не приурочен строго лишь к одной какой-либо ландшафтной зоне или ландшафтной области. Только сложные комплексы аутигенных минералов, с учетом литологической формы их накопления, действительно характеризуют вполне определенные ландшафтные зоны.

Кроме того, следует учитывать, что аутигенные минералы в тонкодисперсной форме могут переноситься чисто механическим путем далеко за пределы первоначального района своего образования и накапливаться в обстановках, препятствующих их аутигенному образованию. Особенно часто это наблюдается у глинистых минералов (в том числе — гидрослюда), а также у минералов гидроокислов железа и алюминия, которые возникают в определенных географических условиях, но, возникнув, устойчиво сохраняются в довольно разнообразных географических обстановках. Этим объясняется, например, что каолиниты встречаются в больших количествах в илах южноуральских озер (Муравейский, 1947), в оз. Балхаш (Залманзон, 1951), т. е. в совершенно не соответствующих их аутигенному образованию ландшафтно-климатических условиях. Накопление каолинита в илах этих озер объясняется размывом более древних глин (богатых каолинитом) в их бассейнах и приносом каолинита в озерные осадки механическим путем.

Минералы окислов железа, принесенные механическим путем, распространены в самых разнообразных фациях — от тундр до дельты Нила, и даже аутигенные неправильные выделения окислов железа встречены в весьма различных зонах (Добровольский, 1964 и др.). Конкреции же окислов железа и тем более их различные литологические типы приурочены, как было показано выше, к строго определенным зональным и интразональным условиям.

Биогенные осадки, как мы видели на примере кремнистых, известковистых и других осадков, географически распространены в более широких границах, чем конкреции сходного вещественного состава, не говоря уже о более узких литологических типах конкреций. Это объясняется тем, что организмы с известковыми и кремневыми раковинами способны приспосабливаться к таким условиям среды, в которых садка кальцита или кремнезема физико-химическим путем — в форме пластового хемогенного осадка или конкрециеобразования — невозможна. Так, диатомовые кремнистые илы встречены в современных континентальных водоемах различных зон — от озер лесотундры Кольского полуострова до озер о-ва Ява.

Зональность хемогенных осадков больше, чем других осадков, подчиняется общей географической зональности и очень близка к зональности конкрециеобразования, однако, тоже не вполне совпадает с ней, как было показано выше при разборе отдельных групп конкреций. В общем конкре-

ции и в особенности конкреционные комплексы связаны с более узкими и определенными ландшафтными зонами, чем хемогенные осадки сходного вещественного состава.

Так, некоторые известковистые озерные илы распространены в различных зонах. В. П. Гричук (1949) считает, например, карбонатно-силикатные озерные илы азональными. Это мнение, как видно из работы Н. М. Стрехова, установившего общую зональность современных карбонатных осадков, неточно. Оно отражает тот факт, что зональные изменения карбонатных илов проявляются иногда лишь в таких деталях, которые еще мало улавливаются существующими методами наблюдений. Хотя массовое накопление карбонатных хемогенных осадков в континентальных водоемах отчетливо связано с семиаридными и аридными зонами (Стрехов, 1951а), эпизодически известковые илы встречаются в разнообразных континентальных водоемах в различных зонах от экватора до 60° с. ш.

Кроме того, как показано Б. В. Полюновым и другими исследователями, во всех зонах имеется стадия выветривания, характеризующаяся образованием и частичным накоплением в почвах и коре выветривания карбоната кальция, особенно при наличии известковистых или вообще богатых кальцием материнских пород (например, образование так называемых «рендзингов» в лесной зоне умеренного пояса). Однако эти стадийные или обусловленные местными азональными особенностями накопления карбонатов никогда не проявляются в форме конкрециеобразования. Известковистые конкреции в общем более строго подчиняются ландшафтно-климатической зональности, чем известковистые осадки механического, химического и биологического происхождения.

Мы находимся еще в самом начале познания тех связей, которые существуют между конкрециеобразованием и окружающей средой. Поэтому использование конкреций как индикаторов определенных свойств среды опирается лишь на самые элементарные наблюдения над связью между составом и характером залегания конкреций в почвах, между климатом и фитоценозом. Мы еще очень мало знаем о происхождении разнообразных форм, текстуры, структуры конкреций, их сочетаний в пределах отдельных конкреций и в конкреционных комплексах. Наблюдения свидетельствуют о том, что все эти особенности закономерно связаны с особенностями вмещающей их среды. Теоретически, конечно, очевидно, что в столь специфических и сложных природных телах, как конкреции, отражается «как солнце в малой капле воды», все многообразие географической и геологической среды и прежде всего климата, состава растительности, почв, геохимического и гидродинамического режима природных вод. Все это позволяет использовать конкреции и как индикатор определенных, свойственных данной геологической и ландшафтно-климатической обстановке полезных ископаемых.

На примере конкреций Печорского бассейна было показано, в частности, что существует конкреционный комплекс, парагенетически связанный с угленосностью определенного геотектонического и физико-географического типа (Македонов, 1954). Удалось даже установить количественные корреляции между конкрециеносностью и угленосностью определенных типов геологических разрезов.

Изучение других конкреционных комплексов, несомненно, позволит установить ряд парагенетических, связанных с различными осадочными полезными ископаемыми конкреционных комплексов и применить их как поисковый признак.

При пользации закономерностями географического распространения современных конкреций для палеогеографических реконструкций следует, конечно, всегда учитывать закономерности необратимой эволюции литогенеза и, в частности, конкрециеобразования в истории Земли.

Мы уже указывали, например, что в пермскую эпоху железисто-доломитовые и даже почти чисто доломитовые конкреции были широко распространены в некоторых угленосных толщах, в осадках, заведомо связанных с влажной лесной зоной.

Еще более широко были распространены доломитовые конкреции в угленосных толщах карбона, в частности, так называемые торфяно-доломи-

товые и известково-доломитовые почки, непосредственно в угольных пластах или в их кровлях (в Донецком бассейне — Залесский, 1910 и др.; в Кузнецком — Беленко, 1962 и др.; в Рурском бассейне — Kukuk, 1909, 1924; в разновозрастных толщах Англии, Бельгии, Северной Франции, Австралии и т. д., — см. Зарицкий, 1959а; Македонов, 1954). Наблюдалась даже случаи замещения доломитом по простиранию угольного пласта. Следует отметить, что определенные литологические типы этих конкреций свойственны только паралическим угленосным толщам карбона и, видимо, только определенным стратиграфическим его подразделениям.

Между тем, в современную геологическую эпоху доломит заметно участвует только в образовании конкреций семиаридных зон. Однако, исходя только из этой аналогии, мы можем прийти к очень неправильным палеогеографическим выводам.

Но из этого не следует, что нельзя использовать современные географические закономерности распространения конкреций для установления палеогеографических закономерностей. Сравнительно-историческое литологическое исследование на основе общего историко-геологического изучения всегда, в каждом конкретном случае, позволяет установить и общность и различия в закономерностях географического распространения конкреций в различные геологические эпохи. Необходимым условием является рассмотрение всего комплекса конкреций.

В случае с доломитовыми конкрециями верхнего палеозоя необходимо прежде всего учесть разницу между доломитовыми конкрециями угленосных толщ и современными доломито-известковистыми конкрециями семиаридных зон. Железисто-доломитовые конкреции угленосных толщ хорошо отличаются от доломито-известковых конкреций современных водоемов. Еще более резко различен их парагенезис. Доломитовые конкреции угленосных толщ палеозоя ассоциируют с анкеритовыми, сидеритовыми, известково-анкеритовыми конкрециями, залегающими в одних и тех же угленосных циклах вместе с ними (Македонов, 1954). Этот комплекс не имеет ничего общего с конкреционным комплексом современных аридных водоемов. В целом конкреционный комплекс озерных, лагунных и болотных фаций указанных угленосных толщ верхнего палеозоя характеризуется сочетанием карбонатов кальция, магния и железа в конкрециеобразователях и общим преобладанием карбоната железа. Непосредственно в почве и кровле углей часто залегают сидеритовые конкреции. Это сочетание, с учетом аналогии с географическим распространением современных железистых и известково-железистых конкреционных комплексов почв и водных осадков, указывает на господство лесных фитоценозов с широким развитием торфяников, на теплый и влажный (иногда даже очень влажный, но с присутствием сухих сезонов) климат. Анализ других признаков этих толщ подтверждает те же выводы, которые можно сделать на основании анализа конкреционных комплексов.

С одной стороны, и в верхнем палеозое, и в современную эпоху конкреционные комплексы осадков мелководных водоемов с режимом преобладанием солей железа в составе конкрециеобразователя указывают на влажный климат и преобладание лесных и болотно-лесных фитоценозов на суше. Значительное участие в конкрециеобразовании смешанных известково-железистых конкреций указывает на переменный влажный климат с отчетливо выраженными сухими сезонами. С другой стороны, общие отличия геохимических закономерностей гипергенеза в верхнем палеозое и в современную геологическую эпоху и отсутствие в верхнем палеозое близких аналогов современных ландшафтных зон проявляются в резком отличии минералогической формы железистых и известково-железистых конкрециеобразователей: сидерит, анкерит — в верхнем палеозое; гидроокислы железа и марганца, отчасти вивианит, и в ничтожном количестве сидерит — в современную эпоху; сочетание сидерита, анкерита, доломита, кальцита и марганца, фосфатов железа и кальцита — в современных известково-железистых конкреционных комплексах гумидных зон.

Собственно доломитовые конкреции конкреционных комплексов верхнепалеозойских угленосных толщ являются всегда второстепенным элементом комплексов и, как

отмечено, характеризуются обычно примесью железистого карбоната. Это — специфические интразональные образования, возникшие при метаморфизме иловых (или наддонных) вод морского происхождения при их смешении с торфяными водами. Как мы отметили выше, и в современную эпоху бывают также интразональные явления (например, образование гипса в прибрежно-морских болотных фациях Нидерландов и Новой Каледонии, несмотря на то, что гипсовые конкреции являются типичным зональным образованием почв и континентальных водоемов полупустынь и сухих степей). Однако рассмотрение всего комплекса таких интразональных конкреций показывает, что они отнюдь не противоречат основным зональным закономерностям географического распространения конкреций.

Конкреционный комплекс аридных и семиаридных зон верхнего палеозоя, которые со сделанными выше оговорками можно сопоставлять с современными зонами полупустынь, сухих степей и отчасти пустынь, изучен гораздо хуже, чем конкреционные комплексы угленосных толщ. Однако многочисленные, хотя и очень краткие сведения, рассеянные в геологической литературе о различных «красноцветных» и «пестроцветных» осадках перми северо-северо-востока и востока Русской платформы, позволяют уверенно утверждать, что в этих осадках, имеющих озерное, лагунное, мелководно-морское и аллювиальное происхождение, широко распространены мергелистые, известковистые, доломитовые, гипсовые и кремнистые конкреции в разных соотношениях в соответствии с разнообразными вариациями климата, геоморфологии и других элементов физико-географической обстановки. Этот комплекс в общем вполне аналогичен по составу основных конкрециеобразователей и их парагенезису современным конкреционным комплексам сухих степей, полупустынь и периодически увлажняемых пустынь. Несомненны также и огромные различия, вытекающие из того, что семиаридные и аридные ландшафтные зоны перми резко и во многом отличались от современных зон степей, полупустынь и пустынь. Это, в частности, выражается в другом «фациальном» профиле современных гипсовых конкреций, в отсутствии в современную геологическую эпоху кремневых конкреций в водоемах, отсутствии собственно доломитовых конкреций и как бы замещении их в фациальном профиле магнизиально-известковыми и отчасти доломито-известковыми, в ряде литологических особенностей типов конкреций даже со сходным составом конкрециеобразователей и т. д.

Правильная литологическая классификация конкреций, выделение конкреционных комплексов и их генетический анализ позволяют ясно отделить особенности конкрециеобразования, которые и в прошлые геологические эпохи определялись сходными особенностями климата, растительности, состава природных вод, от тех особенностей конкреций, которые отражают присущие только данному отрезку геологического времени свойства географической среды.

Мы не можем здесь останавливаться на дальнейшем, более детальном разборе примеров сравнительного историко-литологического анализа ископаемых и современных конкреционных комплексов, но должны подчеркнуть, что он позволил, например, при изучении пермских угленосных толщ севера СССР значительно углубить наше познание палеогеографической обстановки углеобразования в эту эпоху и установить ряд научно обоснованных поисковых признаков угленосности. Конечно, следует также подчеркнуть, что изучение конкреций должно применяться лишь на основе и в связи с изучением всех литологических признаков вмещающей их толщи пород, как часть комплексного литологического исследования. Конкреции должны быть выделены при исследовании как особое природное тело, но рассматривать их надо в связи со всей вмещающей толщей и литологической средой.

ПРИМЕНЕНИЕ КОНКРЕЦИИ И КОНКРЕЦИОННЫХ КОМПЛЕКСОВ ДЛЯ РАСЧЛЕНЕНИЯ И КОРРЕЛЯЦИИ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ РАЗРЕЗОВ

В настоящее время мы имеем уже более чем двадцатилетний опыт применения конкреций для корреляции и расчленения разрезов в одном из крупнейших угольных бассейнов СССР (Печорском бассейне).

Широкое применение конкреций для региональной стратиграфии всех осадочных толщ, содержащих конкреции, является следующей очередной задачей развития конкреционного анализа. Первые шаги в этом направлении уже сделаны (Н. Г. Беленко, П. В. Зарицким, В. В. Копериной и др.).

Выполнение этой задачи позволит получить материал, необходимый для решения следующей проблемы — выделения конкреционных комплексов уже не в региональном масштабе, а в масштабе географических зон и всей земной поверхности для каждого отрезка геологического времени.

Решение этой задачи является вполне реальным.

Дальнейшее изучение современных и субсовременных четвертичных конкреций позволит выделить «стратиграфические конкреционные комплексы», характеризующие различные этапы четвертичной истории.

Для стратиграфии четвертичного периода применение конкреций как коррелятивного признака может иметь очень большое значение, если принять во внимание отсутствие палеонтологических коррелятивов во многих разрезах четвертичных осадков.

Первые опыты в этом направлении также уже имеются (Баранов, 1949, 1953; Данилов, 1963; Данилов и др., 1962).

Для успешного проведения этой работы необходимы предварительное систематическое детальное описание и изучение конкреций, их комплексная литологическая классификация по методике, разработанной нами для изучения ископаемых конкреций.

В последние годы установлено много фактов, указывающих на закономерные изменения среднего химического состава определенных типов осадочных пород (Виноградов, Ронов, Ратынский, 1952, Н. М. Страхов, и др., 1954) и даже магматических пород (Соловьев, 1945) в истории Земли. Неоднократно были установлены закономерные изменения химического состава (особенно содержания редких и малых элементов) в нормальных разрезах различных осадочных формаций. Были также предложены геохимические методы региональной стратиграфии и корреляции разрезов, основанные на этих закономерностях (Катченко, 1959 и др.; Тагеева, 1940).

Специальное сравнительное изучение изменчивости в нормальных разрезах химического состава пород, их цемента и содержащихся в них конкреций в пермских осадочных толщах Печорского бассейна, проведенное мной и Н. О. Родным, подтвердило на большом фактическом материале наличие закономерных изменений химического состава определенных типов осадочных пород и особенно их аутигенных компонентов (цемента) в нормальных разрезах. Вместе с тем выяснилось, что эта изменчивость не так резко выражена и варьирует больше по площади, чем изменчивость в нормальных разрезах химического состава конкреционных комплексов. Поэтому конкреционные комплексы там, где осадочная толща содержит много конкреций, позволяют наиболее детально и надежно расчленить толщу по геохимическим признакам.

Мы видели, что и в масштабе крупных географических зон (и даже всей земной поверхности) состав конкреционных комплексов изменяется в ходе геологического времени более быстро и резко, чем химический состав каких-либо других геологических тел.

Давно известны и широко применяются в региональной стратиграфии факты закономерной изменчивости в нормальных разрезах минералого-

петрографического состава терригенных и микроскопических аутигенных компонентов различных осадочных толщ. Однако эти изменения также обычно более медленны и менее отчетливы, чем изменения конкреционных комплексов в толще, содержащей конкреции. Кроме того, микроскопические аутигенные компоненты часто представлены микроконкрециями и могут поэтому рассматриваться как элементы соответствующих конкреционных комплексов.

Комплексы всех литологических признаков конкреций наиболее закономерно изменчивы в нормальных разрезах и одновременно наиболее устойчивы по площади, чем какие-либо другие литологические и геохимические признаки осадочных толщ, как в региональном, так, видимо, и в более крупном масштабе. Это вместе с относительной простотой выделения стратиграфических конкреционных комплексов и позволяет говорить о конкреционном анализе как особом литологическом методе расчленения и корреляции нормальных геологических разрезов.

Конкреционный анализ, конечно, должен применяться совместно со всеми остальными биостратиграфическими и литостратиграфическими методами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Выше были последовательно описаны основные группы конкреций, встречающиеся в современных и субсовременных осадках и почвах, и выявлены некоторые закономерности их образования и распространения. Из изложенного вытекает возможность предложить предварительную схему генетической классификации современных конкреций. Надеемся, что эта классификация (см. ниже) сможет помочь познанию и древних конкреций.

Схема предварительной генетической классификации современных конкреций

А. Морские конкреции

- I₁. Окисно-железисто-марганцовистые и марганцовисто-железистые субваллоидные конкреции абиссали.
Географическое распространение: «красные глубоководные глины» и изредка другие абиссальные илы.
- I₂. Окисно-марганцовисто-железистые конкреции субарктических шельфов и внутренних морей и лагун гумидной зоны умеренного пояса.
Три основные подгруппы: а) субваллоидные; б) лепешкообразные; в) субцилиндрические — субконические; эти подгруппы отличаются одна от другой не только по форме, но и по деталям вещественного состава, текстуры, структуры и, в свою очередь, разделяются на более узкие литологические типы.
Географическое распространение: «коричневые илы» субарктических эпиконтинентальных морей, а также некоторые фации Балтийского моря. Своеобразные литологические типы в некоторых фациях (лагуны, заливы) Северного, Черного и Японского морей.
- I₃. Окисно-железисто-марганцовистые и марганцовисто-железистые корки и наросты.
Переход от конкреций к диагенетическим образованиям неконкреционного характера. Географическое распространение: аналогично распространению двух предыдущих групп, но иногда интразонально встречаются и в более теплых морях.
- II₁. Известковистые желваковатые конкреции.
Географическое распространение: хорошо прогреваемые воды субтропического и тропического морского мелководья: климат поверхности моря — аридный или семиаридный.
- II₂. Известковистые цилиндрические и трубчатые конкреции.
Географическое распространение: осадки теплых вод субтропического и тропических морей мелководной и батимальной зон.
- II₃. Известковистые конкреции неправильной формы «туфовидные».
Географическое распространение: хорошо прогреваемые воды субтропических и тропических морей.
- II₄. Известковые оолиты (микроконкреции).
Географическое распространение: осадки мелких, подвижных, хорошо прогреваемых вод морей субтропиков и тропиков, в литорали, сублиторали, очень мелководных банках, лагунах.
- II₅. Известковые конкреционные корки.
Географическое распространение: осадки теплых вод субтропических и тропических морей.
- II₆. Пелагозитовые корки и мелкие субваллоидные стяжения.
Географическое распространение: литораль (зона «заплескивания волн») субтропических и тропических морей, с переменным влажным или семиаридным климатом.

II. Псевдодорослевые известковые желваки.

По имеющимся данным, с трудом отделяются от группы II₁, но, вероятно, представляют собой генетически и литологически самостоятельную группу.

Географическое распространение: теплые мелкие воды.

II₁. Песчано-известковистые конкреционные линзы.

Географическое распространение: бары и береговые валы (пляжи) побережий тропических и субтропических морей семиаридного климата (может быть, также иногда переменного влажного), с резко выраженными жаркими сухими сезонами и сезонами дождей и с приносом речных или грунтовых жестких вод.

II₂. Биоморфные известковые конкреции по трубкам червей и по водорослям.

Географическое распространение: осадки хорошо прогреваемых вод тропических и субтропических морей, а также иногда морей умеренного пояса.

III. Доломито-известковые желваки.

Географическое распространение: мелкие воды сухих субтропиков (редкие находки).

IV. Доломитовые конкреции.

Географическое распространение: геосинклинальные моря Зондского архипелага (тропическая влажная зона), возможно, также субсовременные (редкие находки).

V. Сидеритовые конкреции.

Географическое распространение: мелкие воды геосинклинальных морей Зондского архипелага (тропическая влажная зона), субсовременные (редкие находки).

VI. Пиритовые конкреции (главным образом микроконкреции).

Географическое распространение: бескислородные фашии тонкозернистых терригенных и известковых илов различных климатических зон и различных глубин, но главным образом в краевых и внутренних морях. Макроконкреции — в геосинклинальных котловинных морях тропической влажной зоны и в Черном море (редкие находки).

VII. Фосфоритовые конкреции.

Географическое распространение: краевые (к океану) зоны эпиконтинентальных шельфов (глубина 50—150 м), умеренного и реже — субтропического пояса, в районах восхождения холодных течений.

VIII. Баритовые конкреции.

Географическое распространение: осадки тропических и субтропических морей в геосинклинальных областях (редкие находки).

Б. Континентальные конкреции

I₁. Гумусово-окисно-железистые и марганцовисто-окисно-железистые конкреции и конкреционные плиты лесных почв умеренного пояса (ортштейны и ортзанды).

Географическое распространение: подзолистые и болотно-подзолистые почвы лесной зоны умеренного пояса.

I₂. Окисно-железистые и марганцово-железистые конкреции тропических почв: а) латеритные, собственно конкреции; б) латеритные «панцири»; в) саванные железняки.

Географическое распространение: красные и бурые почвы влажных саванн и латеритные почвы влажных саванн и переменного влажных тропических лесов.

I₃. Окисно-железистые и железисто-марганцовистые конкреции почв субтропических влажных лесов.

Недостаточно изученная группа. Признаки, переходные от ортштейнов умеренного пояса к тропическим конкрециям.

I₄. Болотные окисно-железистые конкреции: а) собственно болотные.

Географическое распространение: главным образом в лесной зоне умеренного пояса, интразонально, а также (другие литологические типы?) интразонально в болотах влажных саванн и тропических лесов (переменно влажных); б) конкреционные луговые железняки.

Переход от болотных конкреций к ортштейнам.

I₅. Озерные окисно-марганцовисто-железистые и окисно-железистые конкреции.

Основные подгруппы: а) субвалоидные; б) лепешкообразные; в) пластообразные («корки»); г) «железистые туфы»; д) прочие. Эти подгруппы отличаются не только по форме, но и по текстурам, структурам, деталям вещественного состава, характеру залегания и распространению.

Географическое распространение: некоторые озера таежной подзоны лесной зоны умеренного пояса, в областях древних платформ, главным образом районов выходов древних кристаллических пород. Мелкие формы (особых литологических типов) — в горно-лесных озерах более южных подзон лесной зоны умеренного пояса, а также может быть (особый литологический тип), изредка в мелких озерах зоны переменного влажных лесов тропического пояса.

16. Озерные и почвенные окисно-железистые и марганцово-железистые трубочки (прикорневые конкреции).

Географическое распространение: почвы и озера лесной зоны умеренного пояса, а также может быть (особые литологические типы?), и других гумидных и семигумидных зон.

**В. Железо-фосфатные (вивианитовые и др.)
конкреции болот и озер**

II. Конкреционные линзы торфо-вивианита.

Географическое распространение: низинные торфяники болот лесной зоны умеренного пояса, а также, может быть (другой литологический тип?), болота переменного влажных лесов тропического пояса. Кроме того (особый литологический тип?), зарастающие маленькие мелководные озера переменного влажных лесов тропического пояса.

II₂. Прикорневые вивианитовые конкреции.

Географическое распространение: некоторые мелководно-озерные, лагунные, аллювиальные, болотные фации лесной зоны умеренного (и тропического?) пояса.

III. Мелкие вивианитовые конкреции неизученных литологических типов.

Географическое распространение: некоторые озерные и прибрежно-морские глины лесной зоны умеренного пояса, восстановительная среда.

IV. Мелкие биоморфные вивианитовые стяжения.

Стяжения и псевдоморфозы по остаткам растений, костям и раковинам животных.

Географическое распространение: аллювиальные, болотные и озерные, бедные кислородом фации гумидных зон.

III. Сидеритовые и бемеленитовые конкреции болот и зарастающих озер.

III₁. Конкреционные линзы «белой железной руды».

Географическое распространение: центральные части некоторых низинных торфяников лесной зоны умеренного пояса; изредка (вероятно, особый литологический тип) в зарастающих очень мелководных озерах зоны тропических переменного влажных лесов.

III₂. Мелкие сидеритовые (глинисто- и песчано-сидеритовые) конкреции в почвах торфяников и в некоторых избыточно увлажненных аллювиальных почвах.

Географическое распространение: изредка в интразональных болотных и аллювиальных почвах лесной зоны умеренного пояса.

IV₁. Известковые конкреции почв семиаридных и аридных зон умеренного пояса.

Основные подгруппы: а) рыхлые субвалонидные конкреции (белоглазка и др.); б) журавчики; в) трубчатые прикорневые.

Географическое распространение: первые две подгруппы — только в черноземных, каштановых и сероземных почвах степей, полупустынь и орошаемых пустынь умеренного пояса, причем конкреции различных зональных типов почв представлены особыми литологическими типами и отличаются по характеру залегания в почвах. Трубчатые прикорневые — также в лесостепи. В различных географических зонах они представлены различными литологическими типами.

IV₂. Известковые конкреции почв семиаридных зон тропического пояса.

Географическое распространение: «черные почвы» сухих саванн, а также бурые почвы сухих тропических степей и аллювиальные почвы аридных и семиаридных тропических зон.

IV₃. Известковые конкреционные плиты почв и коры выветривания.

Географическое распространение: некоторые фации (с более высоким уровнем стояния грунтовых вод) каштановых сухих степей и в особенности полупустынь с резко выраженными дождливыми сезонами, а также некоторые семиаридные фации Средиземноморья.

IV₄. Известковые коры почв и коры выветривания.

Географическое распространение: некоторые фации (с более высоким уровнем стояния грунтовых вод?) полупустынь субтропического пояса.

IV₅. Известковые конкреции болот семиаридных зон.

Географическое распространение: гидроморфные почвы, в особенности солончаки и солонцы лесостепи (более сухих областей), степи и полупустыни. Характерны частые примеси карбоната магния, аутигенного кремнезема, гипса.

IV₆. Известковые конкреции озер подзоны широколиственных лесов лесной зоны умеренного пояса:

а) псевдодорослевые известковые желваки.

Две основные подгруппы: псевдодорослевые известковые шары и Schneglichsteine.

Географическое распространение: литоральные и сублиторальные крайне мелководные осадки озер подзоны широколиственных лесов лесной зоны умеренного пояса Европы и Северной Америки.

б) псевдодорослевые озерные и речные известковистые конкреционные корки.

Географическое распространение: в несколько более разнообразных фациях (в том числе фациях речных русел), чем псевдодолорослевые известковые желваки, но в пределах примерно той же ландшафтной зоны. Литологическая классификация и разделение конкреционных и неконкреционных форм недостаточно ясны.

IV₇. Известковые конкреции озер сухих степей и полупустынь:

а) концентрические псевдодолорослевые слабомагнезиально-известковые желваки.

Географическое распространение: пересыхающие озера и лагуны полупустынь Южной Австралии.

б) туфовидные известковые и слабомагнезиально- (магнезито- и доломито-) известковые желваки.

Географическое распространение: солончатые (содовые и др.) озера сухих каштановых степей (Кулундинская степь), в крайне мелководных фациях.

в) корковые и субплитчатые конкреции.

Географическое распространение: 1) (собый тип) там же, где и предыдущая подгруппа. 2) (особый тип) Каспийское море.

г) кристалломорфные конкреции.

Географическое распространение: профундаль оз. Севан (каштановые и черномынные степи Армянского нагорья).

д) трубчатые и цилиндрические.

Географическое распространение: редкие находки в некоторых озерах полупустынь.

е) прочие конкреции.

Географическое распространение: озера Средиземноморья, степей, полупустынь, пустынь. Классификация не разработана.

IV₈. Известковые оолиты соленых и солончатых озер аридных зон.

Географическое распространение: очень мелководные фации некоторых соленых и солончатых озер полупустынь и пустынь (Большое Соленое озеро, Каспийское море, Аральское море и др.).

IV₉. Известковые «туфы» и «травертины» полуконкреционного и конкреционного происхождения.

Группа недостаточно изучена и объединяет несколько литологически и генетически различных групп. Географическое распространение: континентальные воды (ручьи, мелкие или пересыхающие реки, выходы грунтовых вод в озерах и болотах) семиаридных и реже семигумидных зон жаркого и умеренного климата; массовое накопление в реках только в семиаридных зонах жаркого и теплого умеренного климата.

IV₁₀. Известковые конкреции собственно коры выветривания (интразональные).

IV₁₁. Известковые конкреции в лёссах (субсовременные).

V. Магнезито-известковые желваки и конкреции:

а) магнезито-известковые туфовидные желваки.

Географическое распространение: некоторые озера сухих степей (Кулундинская степь), крайне мелководные.

б) субплитчатые и корковые конкреции.

Географическое распространение: там же.

VI. Железисто-известковые.

VI₁. Железисто-известковые желвачки в почвах:

а) мелкие железисто-известковые (?) желвачковые конкреции в почвах смешанных лесов, широколиственных лесов и лесостепей умеренного пояса.

б) железисто-известковые конкреции некоторых фаций почв и коры выветривания области средиземноморского климата.

VI₂. Железисто-известковые трубочки:

а) прикорневые; б) прочие.

VII. Известково-магнезиально-окисно-железисто-марганцовистые.

Географическое распространение: мало распространенные мелкие конкреции в почвах, болотах и водоемах семиаридных зон:

а) в почвах.

Географическое распространение: нижние горизонты почвенного профиля некоторых черноземов.

б) в болотах.

Географическое распространение: некоторые солонцы и солончаки сухих степей и, может быть, также полупустынь.

в) в озерах (лагунах).

Литологически резко отличаются от двух предыдущих подгрупп.

Географическое распространение: лагуна Арауама (Бразилия), зона сухих саванн.

VIII₁. Собственно кремнистые конкреции:

а) конкреции (?) опала и халцедона в коре выветривания.

Географическое распространение: интразонально в коре выветривания некоторых изверженных и метаморфических пород в семиаридных зонах (например, Южный Урал), иногда и в других зонах.

б) кремнистые конкреции латеритных почв.

в) кремнистые конкреции некоторых почв саванн.

г) кремнистые (опаловые и халцедоновые) конкреции (?) некоторых солончаков и солонцов полупустынь.

VIII₂. Кремнеземистые корки конкреционного происхождения гидроморфных почв полупустынь.

VIII₃. Эпигенетические кремнистые конкреции (псевдоморфозы по известковым и гипсовым).

Географическое распространение: солончаки и солонпы некоторых фаций лесостепи, степи, полупустынь, эпизодически орошаемых пустынь.

VIII₄. Прочие современные кремнистые конкреции.

Не изучены.

IX. Кремнисто-известковистые конкреции.

Географическое распространение: от некоторых болот лесостепи до некоторых фаций периодически орошаемых пустынь.

IX₁. Кремнисто-известковистые собственно конкреции в солончаках степей и полупустынь.

IX₂. Кремнисто-известковые прикорневые конкреции.

Географическое распространение: некоторые засоленные почвы полупустынь и периодически орошаемых пустынь.

IX₃. Кремнисто-известковые конкреционные плиты.

Географическое распространение: вместе с известковыми «корами».

X. Гипсово-известковистые и известково-гипсовые конкреции.

Географическое распространение: некоторые фации, главным образом полуболотные (?) сухих степей и полупустынь.

XI. Гипсовые конкреции.

XI₁. Гипсовые собственно конкреции почв семиаридных и аридных зон:

а) гипсовые «кристаллы (кристалломорфные конкреции).

Географическое распространение: от более глубоких горизонтов почвенного профиля черноземов до сероземов и других почв периодически орошаемых пустынь.

б) гипсовые розы.

Сростки кристалломорфных конкреций.

Географическое распространение: песчаные полускелетные почвы периодически увлажняемых пустынь с (иногда) высоким уровнем стояния грунтовых вод,

в) гипсовые желваки.

Сростки гипсовых «кристаллов».

Географическое распространение: от более глубоких горизонтов каштановых почв сухих степей до некоторых сероземов периодически увлажняемых пустынь; максимальное распространение — гидроморфные почвы полупустынь (засоленные).

XI₂. Гипсовые трубочки (прикорневые конкреции).

Географическое распространение: некоторые почвы полупустынь и периодически увлажняемых пустынь.

XI₃. Гипсовые: а) плиты, б) корки, в) «туфы».

Географическое распространение: интразональные фации полупустынь и периодически увлажняемых пустынь (главным образом солончаки и основания пологих склонов к солончакам). Гипсовые корни — только в периодически увлажняемых пустынях.

XI₄. Гипсовые конкреции соленых озер.

Географическое распространение: довольно редкие и мелкие, в илах некоторых мелководных соленых озер и лагун сухих степей и полупустынь.

XI₅. Прочие гипсовые конкреции.

Литологически мало изучены. Географическое распространение: некоторые фации полупустынь, периодически увлажняемых пустынь (главным образом солончаки).

XI₆. Гипсовые конкреции тропических сухих степей и саванн.

Литологически не изучены.

XI₇. Гипсовые конкреции прибрежно-морских болот и лагун. Образуются интразонально, но крупные и устойчивые разновидности — только в условиях семиаридного климата с резко выраженными теплыми сухими сезонами.

XII. Ангидритовые (эпигенетические?) конкреции.

Географическое распространение: некоторые фации экстрааридных пустынь.

XIII. Гливоземистые конкреции латеритных почв.

XIV. Железисто-глиноземистые латеритные почвы.

XV. Мелантеритовые конкреции.

Не изучены.

Географическое распространение: изредка в болотах гумидных зон.

XVI. Мирабилитовые конкреции (?)

Географическое распространение: мирабилитовые желваки в илах очень мелководного Селенгинского озера (степи Забайкалья).

XVII. Галитовые конкреции (?)

а) грибообразные конкреции?

Не изучены.

Географическое распространение: единичная находка в одном из соленых озер полупустынь (или сухих степей).

б) грубчатые прикорневые стяжения.

Географическое распространение: соленые озера полупустынь и пустынь.

XVIII. Улекситовые конкреции.

Географическое распространение: редкие находки в экстрааридных пустынях со специфическим «перуанским» пустынным климатом, в районах недавнего или современного вулканизма.

XIX. Конкреции сульфидов железа.

Главным образом микроконкреции.

Географическое распространение: интразонально в болотах и бескислородных илах морей, озер, лагун и лиманов различных зон.

XX. Конкреции и конкреционные линзы льда.

Несомненно, все перечисленные в настоящей схеме группы и подгруппы конкреций являются настоящими литогенетическими группами, поскольку характеризуются определенными комплексами литологических признаков, неповторяющихся в других группах, приурочены к определенным фациям и в большей части к определенным ландшафтно-климатическим зонам.

Названия выделенных генетических групп даны не только по особенностям вещественного состава конкрециеобразователей, но и с учетом всего комплекса остальных литологических признаков (формы, размера, текстуры, структуры, характера залегания). В то же время каждая группа характеризуется и определенным географическим ареалом. Некоторые мало изученные группы внесены в классификацию только на основании своеобразия их географического распространения и отрывочных данных об особенностях их вещественного состава или других литологических признаков. В части, касающейся этих групп, предложенная схема генетической классификации является схемой-прогнозом. Во всяком случае, читатель должен иметь в виду, что все названия различных групп в настоящей схеме отражают только часть того комплекса признаков, которые послужили основой для выделения их в качестве самостоятельных литогенетических групп. Чтобы не загромождать схему литологическим описанием каждой группы, мы ограничиваемся ссылкой на соответствующие места предыдущего изложения.

Несомненно, что существуют известные конвергенции литологических признаков некоторых групп конкреций, имеющих весьма различное географическое распространение (например, сходство ряда признаков некоторых морских и озерных железистых конкреций). Однако есть и границы этих конвергенций, определяющиеся комплексами условий образования выделяемых генетических групп. Дальнейшее более всестороннее исследование всего комплекса признаков всех конкреций позволит существенно уточнить и конкретизировать предлагаемую классификацию.

ВЫВОДЫ

1. В современную геологическую эпоху происходит интенсивное образование в осадках и почвах различных групп конкреций. Объем этого процесса в общем вещественном балансе современного литогенеза огромен, и конкрециеобразование является особым естественноисторическим процессом с особыми закономерностями.

Существуют типы территорий и фаций с оптимальными условиями конкрециеобразования. В некоторых типах территорий и свойственных им типах осадков и коры выветривания конкрециеобразования совсем не происходит. В частности макроскопические конкреции не образуются в подвижных песках, в ледниковых осадках, в осадках бурных потоков.

Максимальное конкрециеобразование приурочено к некоторым типам почв, болотных, озерных, лагунных и морских осадков.

На современных континентах больше 90% всей массы конкреций приходится на долю нескольких типов почв элювиального и гидроморфного ряда. Более 90% общей массы современных континентальных конкреций образуется в нескольких географических зонах низменной суши, с перемено влажным или перемено сухим климатом и присутствием растительного покрова.

2. Помимо собственно конкреций, в некоторых фациях довольно широко распространены конкреционные линзы (крупные стяжения, менее резко обособленные от вмещающего осадка или почвы и менее морфологически правильные, чем собственно конкреции) и пластообразные тела «плиты» и «корки», возникшие за счет срастания отдельных конкреций (слитные конкреционные прослой) или инфильтрационных процессов.

3. Подавляющее большинство современных конкреций, включая конкреционные линзы и слитные конкреционные прослой, являются раннедиагенетическими.

Все конкреции образуются на поверхности или в верхнем слое водных осадков или коры выветривания (включая почвы) не глубже нескольких метров (обычно не глубже 1—2 м) от поверхности осадка или почвы, в водных осадках конкреции обычно образуются не глубже 10—20 см от поверхности осадка, а иногда и прямо на поверхности.

Конкреции, образующиеся на поверхности осадков и почв, в основном диагенетические, реже — седиментационные.

В очень незначительном количестве встречаются эпигенетические конкреции (некоторые кремнистые, ангидритовые и др.).

Все диагенетические конкреции образуются путем концентрации и выпадения конкрециеобразователей из иловых, грунтовых или почвенных растворов. Обычно они возникают у определенных, стабильных для данной конкрециеобразующей фации геохимических контактов, у которых из-за взаимодействия растворов разного состава или быстрого испарения, или биохимической деятельности организмов резко изменяются условия химического равновесия.

4. Все конкреции внутри благоприятных для их образования крупных типов территорий образуются локально, пятнами и приурочены к специфическим микро- и мезофациям, имеющим некоторые общие черты во всех типах территории, в которых происходит конкрециеобразование.

Благоприятными фациальными условиями образования всех конкреций являются: а) отсутствие или медленность седиментации и, наоборот, отсутствие резко выраженной эрозии в фации, где непосредственно происходит образование конкреций; б) известная степень устойчивости геохимического режима осадка или почвы; в) наличие в субаэральных фациях сезонов с высоким уровнем стояния грунтовых вод или боковым притоком грунтовых вод; г) наличие в континентальных фациях водопроницаемых (размер зерна не больше нескольких миллиметров) грунтов или осадков в точке непосредственного образования конкреций, или в непосредственном соседстве с ней; д) наличие природных вод, богатых углекислотой или органическими (реже — другими) кислотами (реже — щелочами), образующими легкоподвижные соединения конкрециеобразующих химических элементов; е) наличие в континентальных или мелководно-морских фациях сезонных или других мелких колебаний геохимического режима, существенно изменяющих рН, окислительно-восстановительный потенциал и концентрацию конкрециеобразующего раствора; ж) пологоволнистый рельеф; з) известный минимум интенсивности химического или биохимического «выветривания», способствующего образованию растворов, насыщенных конкрециеобразователем.

5. Скорости образования отдельных конкреций колеблются от тысячных долей миллиметра до 1—2 см/год. Наиболее высокие скорости у некоторых конкреций в гидроморфных почвах, наиболее низкие — у некоторых абиссальных конкреций. Однако продолжительность образования даже наиболее медленно растущих конкреций (если не считать абиссальных) обычно не превосходит нескольких тысяч лет. Слитные конкреционные прослои могут образовываться и в более длительные сроки.

6. Состав, формы, размеры, строение современных конкреций весьма разнообразны, однако по всем этим признакам выделяется несколько наиболее распространенных групп.

По вещественному составу конкрециеобразователя выделяются: а) окисно-железистые и окисно-железисто-марганцовистые; б) известковистые; в) гипсовые; г) фосфоритовые; д) железисто-фосфатовые (главным образом вивианитовые); е) кремнеземистые; ж) конкреции, в составе конкрециеобразователей которых смешиваются перечисленные выше группы.

В совокупности эти семь групп конкреций составляют значительно более 95% общей массы современных конкреций. Внутри этих групп резко выделяются две наиболее распространенные группы: первую составляют окисно-железистые (вместе с марганцовисто-железистыми), вторую — известковистые конкреции. Обе эти группы в совокупности составляют не менее 75% общей массы современных конкреций.

Из остальных групп конкреций по вещественному составу конкрециеобразователя более или менее значительно распространены: конкреции сульфидов железа; сидеритовые и беммеленитовые; железисто-глиноземистые и глиноземистые.

Кроме того, по вещественному составу насчитывается еще не менее нескольких десятков групп конкреций, имеющих очень незначительное распространение.

По форме резко преобладают: а) субовалоидные (с разнообразными подразделениями); б) округленно-плитчатые (с включением крупных «плитообразных» и пластообразных); затем, в резко подчиненном количестве: в) цилиндрические (и трубчатые); г) кристалломорфные; д) прочие.

По размерам отдельные конкреционные тела обычно имеют не больше 20—30 см толщины и несколько метров длины. Конкреционные линзы и слитные конкреционные прослои могут достигать 1—2 м и даже нескольких метров мощности и сотен метров длины. Наиболее распространены мелкие и средние конкреции, не более 10 см толщиной, чаще — до 1—2 см.

По строению преобладают: а) концентрически-слоистые; б) сплошные неслоистые; в) мелкополостные (губчатые, пористые и др.); г) волнисто-или горизонтально-слоистые; д) разные комбинации этих конкреционных текстур. Гораздо реже встречаются радиально-лучистые и другие текстуры.

7. В конкрециях по сравнению с другими современными геологическими телами относительно резко концентрируется железо, марганец, кальций, фосфор, сера — главным образом в форме гидроокислов, карбонатов, фосфатов и сульфатов.

В конкрециях по сравнению с вмещающими или подстилающими осадками, породами и почвами резко сокращается относительное содержание кремния, алюминия, калия, натрия.

8. Все конкрециеобразующие минералы входят в число современных гипергенных минералов и образуются не только при конкрециеобразовании, но и при других процессах современного литогенеза. Однако ряд гипергенных минералов, играющих очень важную роль при образовании современных осадков, а также в составе современных секреторных и других диагенетических и эпигенетических образований неконкреционного характера, почти или совершенно не участвует в образовании современных конкреций. Таковы все глинные материалы (кроме, может быть, галлуазита, конкреции которого тоже очень немногочисленны), слюды, почти все хлориды (за исключением редких конкрециеподобных стяжений галита, отмеченных выше), ряд легкорастворимых сульфатов.

9. Различные литологические группы современных конкреций, выделенные по вещественному составу конкрециеобразователей с учетом других литологических признаков, характеризуются определенными закономерностями географического распространения. Это соответствует: а) различным географическим зонам — горизонтальным и вертикальным; б) различным геоморфологическим типам фациальных обстановок внутри зон (например, озерным, болотным, элювиально-почвенным обстановкам внутри ландшафтных зон низменной суши); в) различным геоструктурным единицам земной коры (платформам, геосинклиналям, океаническим впадинам).

Изменения вещественного состава конкрециеобразователей и связанных с ним других важнейших литологических признаков конкреций, а также характера залегания конкреций подчиняются закону географической зональности, открытому В. В. Докучаевым, и определяются главным образом зональными ландшафтными условиями, в особенности климатом и продуктивностью органической жизни.

10. Каждая современная географическая зона характеризуется определенными литологическими группами конкреций и их парагенетическими сообществами — конкреционными комплексами. Границы крупных литолого-геохимических конкреционных зон земной поверхности приблизительно совпадают с границами крупных зон или подзон, выделенных на основании комплекса всех элементов ландшафта, и особенно — сочетания климата, почв и растительности.

На низменностях выделяются следующие основные зональные конкреционные комплексы:

- 1) зоны тундр (конкреции льда);
- 2) лесной зоны умеренного пояса: а) гумусово-окисно-железистые и марганцовисто-окисно-железистые конкреции почв (ортштейны и ортзанды, в горизонтах A_2 и В почвенного профиля), болот и озер (озерные

железные руды); б) железисто-известковистые; в) вивианитовые и пицитовые; г) сидеритовые (только в болотах); д) конкреции льда (только в лесотундре и в районах распространения вечной мерзлоты в таежной подзоне); е) известковистые (только в южных подзонах зоны).

Внутри этого комплекса выделяются более узкие комплексы, соответствующие различным подзонам лесной зоны умеренного пояса: гумусово-железистый и гумусово-марганцово-железистый конкреционный комплекс таежной подзоны (без известковистых и почти без железисто-известковистых конкреций) и известково-марганцово-железистый конкреционный комплекс подзоны смешанных лесов (с интразональными железисто-известковистыми и даже иногда известковистыми конкрециями, хотя и в резко подчиненном количестве по отношению к собственно железистым);

3) лесостепи: а) железисто-известковистый или известково-железистый конкреционный комплекс подзоны широколиственных лесов со специфическими озерными известковыми конкрециями, псевдодорослевыми желваками и корками, с прикорневыми железисто-известковыми конкрециями, с немногочисленными железистыми и известковистыми конкрециями в некоторых почвенных фациях; б) конкреционный комплекс собственно лесостепи — железисто-известковистый (известковистые конкреции, главным образом в плакорных черноземах южной подзоны этой зоны; марганцово-железистые — в хвойных и смешанных лесах, по водоразделам и долинам рек и иногда болотам).

В южных, более аридных областях зоны, в солонцах и солончаках кремнисто-известковистые конкреции встречаются иногда интразонально;

4) степной зоны умеренного пояса: а) известковистые (мелкожелвачковые, трубчатые и др.) в почвах, желвачковые и кристалломорфные в некоторых пресных озерах; б) гипсовые (в южной подзоне, в более глубоких горизонтах почвенного профиля); в) редкие и очень мелкие магнезиально-известково-железисто-марганцовые конкреции в почвах (в горизонте С); г) известковые и магнезито-известковые туфовидно-желваковатые, корковые и другие конкреции в некоторых озерах наиболее аридных областей самой южной подзоны этой зоны.

Внутри общего зонального комплекса резко выделяются комплексы подзон: северной — менее аридной и южной — более аридной. Конкреционный комплекс северной подзоны характеризуется почти чисто-известковистым составом конкрециеобразователей, с небольшой примесью гидроксидов железа. Конкреционный комплекс более аридной подзоны («каштановых почв») характеризуется появлением более крупных известковистых конкреций, изредка образующих «плиты», а также поднятием их уровня в почвенном профиле; появлением довольно многочисленных гипсовых конкреций в более глубоких горизонтах почвенного профиля; присутствием в озерах туфовидно-желваковых и корковых известковистых и магнезито-известковистых конкреций и изредка также гипсовых озерных конкреций;

5) полупустынь умеренного пояса. Этот комплекс отличается от конкреционного комплекса южной подзоны степей: а) появлением известковых поверхностных корок и более широким развитием известковых погребенных плит (кроме желвачковых известковых конкреций); б) присутствием некоторых специфических форм известковых конкреций (например, «палкообразных» конкреций Ергеней); в) более широким распространением гипсовых конкреций, а иногда и их преобладанием; г) широким распространением в солончаках кремнисто-известковистых и даже иногда собственно кремнистых конкреций; д) присутствием в некоторых полупустынях конкреционных кремнистых корок; е) присутствием в болотных и аллювиальных почвах магнезиально-известковистых конкреций.

В соленых озерах этой и следующей зоны образуются известковые оолиты, конкреционные известковые корки, резко отличные от конкре-

ционных известковых корок озер широколиственных лесов, а также другие специфические известковистые конкреции;

6) периодически увлажняемых пустынь. В интразональных фациях с неглубоким залеганием грунтовых вод, а также в оазисах встречаются: а) гипсовые конкреции типа гипсовых «роз» (в песках), гипсовых трубок, «плит» и «корок»; б) известковые конкреции (в подчиненном количестве?); в) кремнисто-известковые и гипсово-известковые прикорневые конкреции; г) мощные известковистые плиты. В целом конкреционный комплекс является известково-гипсовым;

7) экстрааридных пустынь. Изредка в некоторых фациях — улекситовые и (эпигенетические) ангидритовые конкреции. Большей же частью конкреции отсутствуют;

8) тропических степей и сухих саванн. Этот комплекс во многом аналогичен конкреционному комплексу умеренного пояса, но имеет другие типы известковых и, вероятно, другие типы гипсовых конкреций (в более сухой подзоне);

9) влажных саванн — с саванными железняками, а также с латеритными железняками и железисто-глиноземистыми конкрециями и корками (в более влажных фациях); изредка присутствуют специфические «губчатые» кремнистые или железисто-кремнистые конкреции;

10) переменно влажных тропических лесов. Близок к предыдущему. Отличается широким развитием латеритных железняков, латеритных железисто-глиноземистых и глиноземистых конкреций; встречаются специфические кремнеземистые конкреции; в зарастающих озерах и болотах — вивианитовые и изредка сидеритовые конкреционные линзы и конкреции, а также, может быть, специфические мелкие марганцовисто-окисно-железистые или железисто-марганцовистые конкреции с повышенной примесью магния и фосфора;

11) субтропических влажных лесов. Этот комплекс содержит небольшое количество железистых и глиноземо-железистых конкреций, по-видимому, отличающихся от железистых конкреций других лесных зон;

12) семигумидных и семиаридных областей субтропиков и «средиземноморского» климата. Он включает специфические окисно-железисто-известковые конкреции.

Зональные конкреционные комплексы распространены не по всей территории соответствующей географической зоны, а наблюдаются внутри отдельных конкрециеобразующих фаций зоны и варьируют соответственно типам фациальных обстановок зоны. Каждая группа конкреций и конкреционный комплекс в целом являются по своим основным признакам литолого-геохимическим индикатором ландшафтно-климатических условий зоны, а по отдельным вариациям комплекса — индикатором различных фациальных обстановок внутри зоны.

Конкреционные комплексы (в большей степени, чем какое-либо другое литологическое явление) закономерно и резко меняются соответственно зональным и интразональным изменениям географической среды, осадкообразования и диагенеза, в особенности изменениям климатических и геобиологических условий.

Локальные азональные изменения химического состава материнских пород, осадков и коры выветривания оказывают большое влияние на количество и размеры конкреций, которые по составу соответствуют местным обогащениям пород каким-либо конкрециеобразующим химическим элементом; однако общий состав конкреционных комплексов не зависит от этих локальных азональных вариаций.

11. Деятельность человека существенно влияет на современное конкрециеобразование и закономерности географического распространения отдельных групп конкреций, в особенности в континентальных фациях.

В частности, земледелие приводит к сокращению распространения железистых и гипсовых конкреций, уничтожает «слипные конкреционные про-слои» (конкреционные плиты и корки).

12. Сравнение современных и ископаемых конкреционных комплексов в аналогичных ландшафтно-климатических зонах, геоструктурных областях и геоморфологических обстановках и аналогичных фазах крупных геотектонических и геоморфологических циклов показывает, что в конкреционных комплексах наиболее резко и наглядно проявляются специфические для каждого отрезка геологического времени особенности осадкообразования и литогенеза. В конкреционных комплексах резко выражаются даже особенности, характеризующие короткие отрезки геологического времени (например, смены климатических фаз и перестройки ландшафтных зон в течение плейстоцена и послеледникового времени). Это позволяет выделять стратиграфические конкреционные комплексы, характеризующие узкие стратиграфические зоны как в пределах крупных физико-географических областей и зон, так и до некоторой степени в масштабе всей земной поверхности.

13. Современные конкреционные комплексы в целом имеют ряд специфических особенностей, отличающих их от конкреционных комплексов аналогичных географических зон и областей древних геологических эпох. В частности, можно отметить следующее:

а) наиболее резко, по сравнению даже с ближайшими геологическими эпохами, преобладание окисного железа и марганца над закисным;

б) резкое увеличение относительной роли марганца в конкрециеобразовании и особенно широкое распространение смешанных железо-марганцевистых конкрециеобразователей;

в) изменение «фациального профиля» известковистых, гипсовых, кремнистых, глиноземистых, фосфористых конкреций; в частности, особенно широкое развитие в континентальных фациях железисто-фосфатовых конкреций при одновременном сокращении сидеритовых; отсутствие морских и озерных кремнеземистых и глиноземистых конкреций; резкое сокращение количества морских известковистых конкреций и резкое изменение их морфологии, текстуры, деталей вещественного состава;

г) отсутствие анкеритовых и крайняя редкость доломитовых конкреций;

д) отсутствие сидеритовых конкреций в большинстве морских и озерных фаций;

е) особенно широкое распространение конкреционных форм, косвенно связанных с деятельностью корневых систем высших травянистых растений;

ж) ряд других литологических особенностей конкреционных комплексов и их фациального профиля.

14. Особенности современных конкреционных комплексов отражают общие историко-геологические особенности современного осадкообразования и диагенеза и, в частности, связаны:

а) с наиболее высоким окислительным потенциалом современных гипергенных геохимических процессов по сравнению со всеми предыдущими геологическими эпохами;

б) с сокращением содержания CO_2 в атмосфере;

в) с изменением химического состава живого вещества и продуктов его превращений (почвенного гумуса и органических соединений в водных осадках), в частности, вероятно, с увеличением концентрации фосфора растительностью;

г) с развитием новых форм жизни, в частности, более широким распространением высшей травянистой растительности;

д) с общими особенностями современного расположения, состава и строения географических (ландшафтных) зон и современного геотектонического режима.

15. Закономерная связь конкреционных комплексов с определенными географическими зонами и областями и фациальными обстановками внутри этих зон и областей позволяет широко применять конкреционные комплексы как индикаторы соответствующих физико-географических и геологических обстановок и связанных с ними полезных ископаемых. Отсюда возникают перспективы развития конкреционного анализа как одного из методов палеогеографического анализа и поисков полезных ископаемых.

Закономерности географического распространения современных конкреций помогают понять закономерности палеогеографического распространения конкреций при условии учета историко-геологической эволюции и связанных с ней изменений географического распространения отдельных групп конкреций и их литологических признаков.

16. Наибольшая изменчивость конкреционных комплексов в нормальных разрезах по сравнению с другими литологическими признаками осадочных формаций и устойчивость многих конкреционных комплексов на огромных площадях позволяет широко использовать конкреционные комплексы как «стратиграфические конкреционные комплексы» для расчленения и корреляции нормальных геологических разрезов. Это определяет перспективы конкреционного анализа как нового литостратиграфического метода.

17. Необходимо усилить систематическое изучение современных конкреций и конкреционных комплексов и их сравнение с ископаемыми по единой методике в связи с общим литолого-геохимическим и геобиологическим изучением современных осадков, коры выветривания и почв.

В особенности важные практические и научные результаты может дать изучение современных конкреций для стратиграфии и палеогеографии четвертичных и неогеновых осадков.

THE RECENT CONCRETIONS IN THE SEDIMENTS AND SOILS AND NATURAL PHENOMENA OF ITS GEOGRAPHIC RANGE

A. V. M a k e d o n o v

S U M M A R Y

The research works carried out during the recent years have revealed the important role of studying the recent concretions and the regularities of their geographical distribution both from the practical and the theoretical view point (particularly, in connection with the discovery and the application of a new lithological method for the dissection and the correlation of geological sections and the prospecting of natural resources, i. e. the concretion analysis; and also in connection with the fact that many groups of concretions are utilized directly as natural resources).

The study of concretions has enjoyed great significance connection with the development of investigations of diagenesis and the diagenetic concentrations of natural resources.

The concretions comprise a widely distributed component of many sedimentary series beginning from the Proterozoic era to the recent sediments. There are many thousand papers devoted to separate studies of concretions and over seven hundred papers containing substantial data on the recent concretions. This treatise is the first special monographic study concerned with concretions in the recent sediments, the regularities of their formation and geographical distribution.

In the recent sediments, soils and crusts of weathering concretions are encountered in the most diverse facies and situations — from the abyssal depths to the mountain plateau and from the tundra to the equator. Ten of the most important groups distinguished according to their substantial composition, morphology and other characters comprise over 99% of the total volume of concretions and five of these make over 95% (concretions of ferric oxides, manganese oxides, concretions of calcium carbonates, sulfates and phosphates).

The geographical distribution of concretions is generally subjected to the law of geographical zonation established by V. V. Dokuchaev.

However, the zonal types of concretions within each zone are distributed in patches of definite types of concretion-forming facies (situations). There are general azonal features concerned with these facies, chiefly of the geomorphological character.

Almost all groups of concretions are of the early diagenetic type.

The author establishes several geochemical features characteristic for the process of concretion-formation viewed as a specific natural and historical process (particularly, the relative concentration of iron, manganese, calcium,

phosphorus and sulfur in concretions, chiefly in the form of hydroxides, carbonates, sulfates and phosphates). The character of these relationships changes in the course of the history of the Earth and in regard to the geographical and geotectonic zones.

Concretionary complexes (paragenetic associations of concretions) characterizing definite horizontal landscape and geochemical zones of the Earth are singled out. The zones are distinguished with a due account of the specific features of concretion-formation in the recent geosynclines and in platforms and various types of facies (geomorphological) situations within the geographical zones.

The horizontal landscape-and-climatic zones developed by V. V. Dokuchaev and L. S. Berg are most clearly noted within the platform areas. The complex of ferrous and ferro-manganese concretions is most characteristic for the forest zone of the moderate belt within the platforms of zonal types of sediments and soils; the forest-steppe zone displays a mixed calciferous-ferrous of ferrous-calcerous complexes; the steppe zone exhibits calciferous complexes; the dry steppe and the semidesert zone reveals calciferous-gypsum complexes; the periodically moistened deserts display gypsum-siliceous complexes; the dry savanna have calciferous complexes; the moistened savanna reveal ferrous and aluminiferous complexes; the tropical forest zone shows a prevalence of the ferrous complexes. The zonal complexes of concretions differ not only according to their substantial composition, but also in their morphological, texture and structural characters. Within the general characters of the zonal complex one may reveal regular features attached to the concretions of various types of the zonal and intrazonal situations of the given zone (for example, the concretions of shallow seas, lakes, river valleys, plaque soils of the forest zone in the moderate belt differ from each other within the characters of the general manganese-ferrous concretion complex in the given zone).

As to the geosyncline situations, the zonal differences are much too complicated and the vertical zonation is superimposed most distinctly. A special horizontal and vertical zonation is traced for the oceanic depths.

The concretionary complexes are the ones which are most severely pronounced and prove to be the most visual ones in comparison with any other lithological phenomena; they may serve as indicators of both large and minute changes in the physico-geographical environment, especially along the lines of zonal variations in the climatic and geobiological conditions.

The comparative studies of the recent and the fossil concretionary complexes (under conditions of analogous landscape, climatic and geotectonic situations and analogous stages of historical and geological cycles) permit to establish some general laws of irreversible evolution in regard to concretion-formation in the course of the Earth's geological history.

The concretionary complexes change more rapidly, more severely and reveal more visual demonstration than any other lithological phenomena; these changes take place in connection with the historic-geological irreversibility of climatic evolution and the evolution geobiological, the geochemical and other conditions of sedimentation and lithogenesis. This variability of concretionary complexes in accordance with the trend of the geological history reveals itself in a uniform way throughout the vast areas of large-scale geographical zones, and to a certain extent, may be applied to the entire Earth. Each period of geological time for separate large-scale sedimentary formation is characterized by a definite complex of specific concretions particular only for a given geological time and is marked only within normal sections. Therefore, the zonal and other geographical concretionary complexes appear as the «stratigraphic concretionary complexes».

The general distinctive characteristics of the recent concretionary formation in comparison with the fossil concretionary complexes (and especially

in comparison with the concretionary complexes of the Paleozoic) are the following: an acute relative increase of the role played by ferric oxide incorporated into the composition of concretionary formers, the absence of ankerite concretions; the scarcity of siliceous concretions proper etc. These differences may be explained on the basis of the general peculiarities of the recent geographical environment, the sedimentationary process and the lithogenesis; particularly, they may be explained through the general increase of the oxidative processes during the recent geological epoch in seas and in continental facies; owing to the reduction of CO₂ content in the atmosphere, to the compositional change of the plant ashes components and due to other geobiological features of the recent geological epoch, and owing to the general change of characters and the distribution of the landscape and climatic zones.

The author mentions three basic trends for the practical application of concretions: firstly, concretions as indicators (of paragenetical characters) for varied types of geographical and historico-geological situations closely involved with the natural resources in the area; secondly, concretions as indicators for the relative estimation of the geological age in the sedimentary rocks containing concretions and as a correlative character for detailed regional stratigraphy; thirdly, concretions as resource material for the national wealth (phosphate, ferrous and other types of concretions).

The author devotes special attention to some methodical aspects concerned with making use of the regularities of the geographic distribution of various recent concretionary groups for paleogeographic analysis of the fossil sediments, which contain similar concretionary groups, with a due account of the irreversibility of evolution (in connection with the formation of concretions in the course of the geological history).

The monograph is supplied with a scheme for the genetical classification of the recent concretions.

It is supplemented with a literature on the recent concretions published in the Russian and foreign languages.

ЛИТЕРАТУРА¹

- Аарнио В. О.** О выпадении окислов железа и алюминия в песчаных и щебенчатых почвах Финляндии.— «Почвоведение», 1915, № 2, 3.
- Авилов И. К. и Соловьев В. Ф.** К теории современного осадкообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951, № 1.
- Агишева С. А.** Распределение и растворимость карбонатов кальция и магния в гидроморфных почвах.— Труды Узбек. с.-х. ин-та. Самарканд, 1960, т. XIII.
- Алабышев В. В.** Условия залегания и возраст сапропелитов Порзоловского и Блудного болот Ленинградской губ.— Изв. Сапропел. ком-та, Изд-во АН СССР, 1926, вып. 3.
- Алабышев В. В.** Зональность озерных отложений.— Изв. Сапропел. ком-та, Изд-во АН СССР, 1932, вып. 6.
- Александров В. Д.** О содержании понятия «Полярная пустыня» как тип растительности.— «Природа», 1950, № 9.
- Александров Л. Н.** О природе и свойствах продуктов взаимодействия гуминовых кислот и гуматов с полуторокислами.— «Почвоведение», 1964, № 1.
- Алексин В. В.** География растений. Учпедгиз, 1938; изд. 2, 1950.
- Андреев В. Н.** Гидролакколиты (булгуняхи) в западносибирских тундрах.— Изв. Гос. геогр. об-ва, 1936, т. 68, вып. 2.
- Андрианов К. С. и Смирнов А. И.** К вопросу о генезисе вивианита.— Докл. АН СССР, новая серия, 1937, т. XVI, № 1.
- Андрусов Н.** Некоторые результаты экспедиции «Черноморца». К вопросу о происхождении сероводорода в водах Черного моря.— Изв. Русск. геогр. об-ва, 1892.
- Антипов-Каратаев И. Н. К** вопросу о миграции железа в виде органических его соединений.— В кн.: «Труды Конференции по генезису руд железа, алюминия и марганца», Изд-во АН СССР, 1937.
- Антипов-Каратаев И. Н.** О бурых лесных и континентальных почвах.— «Почвоведение», 1947, № 12.
- Антипов-Каратаев И. Н. и Пономарев Г. М.** О почвах степных типов почвообразования, развитых на изверженных кристаллических породах.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1947, т. XXII.
- Антипов-Каратаев И. Н., Прасолов Л. И. и Филиппова В. Н.** Почвы Сочинской опытной станции.— Труды Ленингр. отд. ВИУА, 1934, вып. 35.
- Арниушкина Е. В.** Химическая природа и условия образования ортзандов.— Уч. зап. МГУ, 1939, вып. 27. Почвоведение.
- Арманд Д. Л.** О некоторых теоретических положениях физической географии в связи с критическим разбором взглядов академика А. А. Григорьева.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1951, № 3.
- Аррениус Г. О. С.** Осадконакопление на океаническом дне.— В кн.: «Геохимические исследования». ИЛ, 1961.
- Арсеньев К. И.** Описание Олоонецких заводов с самого их основания до последнего времени с кратким описанием Олоонецкой губ.— Труды Минерал. об-ва в СПб., 1830, ч. 1.
- Архангельский А. Д.** Из геологических наблюдений в пустыне Кызыл-Кум.— Изв. Докучаевск. почв. ком-та, 1915, № 3.
- Архангельский А. Д.** Сернистое железо в отложениях Черного моря.— Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геологии. 1932, т. 10, вып. 3.
- Архангельский А. Д. и Залманзон Э. С.** Несколько слов о диагенезе морских глинистых отложений.— Докл. АН СССР, серия А, 1930, № 18.

¹ Полужирным шрифтом выделены работы, непосредственно касающиеся современных конкреций.

- архангельский А. Д. и Копченова Е. Д. К познанию химического состава железных руд СССР.— Труды Ин-та геологии и минералогии. Изд-во АН СССР, 1935, вып. II.
- Афанасьев Г. Д. Донные отложения озера Севан.— Труды СОПС АН СССР, серия Закавказье, вып. 6. Бассейн оз. Севан, 1933, т. III; вып. 2.
- Афанасьев Я. Н. Из области анаэробных и болотных процессов.— «Почвоведение», 1930, № 6.
- Афанасьева Е. А. Почвы нижней части долины р. Мологи.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1940, т. XV.
- Афанасьева Е. А. Происхождение, состав и свойства мощных черноземов Стрелецкой степи.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1947, т. XXV.
- Баранов К. А. О стремлении конкреций к «шарообразному объему».— «Природа», 1946, № 9.
- Баранов К. А. Кайнозойские конкреции юго-запада Украинской ССР. Автореф. канд. дисс. Днепропетр. гос. ун-т, 1949.
- Баранов К. А. Опыт использования конкреций из украинских лёссов в качестве маркирующего средства.— Бюлл. Комиссии по изуч. четверт. периода АН СССР, 1953, № 19.
- Баранов К. А. О карбонатообразовании и химическом составе рап озер Кулундинской степи.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 5.
- Баранов К. А. Геохимия конкреций.— В кн.: «Материалы по геологии, петрографии и металлогении некоторых районов Якутской АССР». Якутск, 1960 (Труды Ин-та геологии ЯФАН СССР, 1960).
- Барков А. С. О надвигании пустыни на саванны и саванн на тропический лес.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1951, № 5.
- Безбородов М. А. История и современное состояние знаний о «камнях» в стекле, их свойствах, происхождении и распознавании.— В кн.: «Труды IV совещания по экспериментальной минералогии и петрографии», вып. 1. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1951.
- Безрук В. М. К вопросу об укреплении песчаных грунтов химическими методами.— Труды н.-и. автодор. ин-та, 1932, вып. III.
- Безруков П. Л. Донные отложения Курило-Камчатской впадины.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1955, т. XII.
- Безруков П. Л. Осадкообразование в северо-западной части Тихого океана.— В кн.: «Морская геология». Изд-во АН СССР, 1960.
- Безруков П. Л. В глубинах Индийского океана.— «Правда», 4 октября 1961а.
- Безруков П. Л. Исследования донных осадков северной части Индийского океана.— В кн.: «МГГ. Океанологические исследования», 1961б, № 4.
- Безруков П. Л. Некоторые проблемы зональности осадкообразования в Мировом океане.— В кн.: «Труды Океанографической комиссии АН СССР», т. X, вып. 3. Морская геология и динамика берегов, 1962.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Петелин В. П., Скорнякова Н. С. Карта донных осадков Мирового океана.— В кн.: «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.
- Безруков П. Л., Лисицын А. П., Романкевич Е. А., Скорнякова Н. С. Современное осадкообразование в Северной части Тихого океана.— В кн.: «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.
- Беленко Н. Г. Результаты применения конкреционного анализа в Ерунаковском районе Кузбасса.— В кн.: «Материалы II Совещания Сибирской систематической комиссии по истории угленакопления», СО АН СССР. Новосибирск, 1962.
- Белов В. В. Месторождение вермикулита «Семь ключей» в районе Вишневых гор Среднего Урала.— Труды Уральского ин-та геологии и минерал. сырья, 1938.
- Белюсов А. К. Геологическое строение и железные руды Муромского и Выксунского районов Горьковского края.— Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геологии, 1933, т. XI, вып. 3.
- Белюсов В. В. Общая геотектоника. М., 1948.
- Белюсов В. В. Схема тектоники Земли.— Докл. АН СССР, 1949, т. 68, № 1.
- Белянкин Д. С. О сферолитах в техническом стекле и о некоторых шаровых образованиях в магматических горных породах.— Труды Петрограф. ин-та, 1933, вып. 4, Изд-во АН СССР.
- Берг Г. Геохимия полезных ископаемых. М.—Л., 1936.
- Берг Л. С. Природа СССР. Изд. 2. М., 1938.
- Берг Л. С. В. В. Докучаев и учение о географических зонах.— «Почвоведение», 1939, № 2.
- Берг Л. С. О предполагаемой периодичности в образовании осадочных пород.— Труды Юбил. научной сессии ЛГУ, 1945а.
- Берг Л. С. Фации, географические аспекты и географические зоны.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1945б, т. 77, вып. 3.
- Берг Л. С. В. В. Докучаев и учение о географических зонах. Очерки по истории русских географических открытий. Л., 1946.
- Берг Л. С. Географические зоны СССР. Изд-во АН СССР, 1947.
- Беспалов Н. Д. Новые данные о почвах Монголии.— «Почвоведение», 1945, № 3—4.

- Бетехтин А. Г.** О генетических типах марганцовых месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1944, № 4.
- Бетехтин А. Г.** Промышленные марганцовые руды СССР. Изд-во АН СССР, 1948.
- Бетехтин А. Г.** Минералогия. Госгеолиздат, 1950 (О конкрециях).
- Бирюкова А. П.** О формировании в почве горизонтов массового скопления гипса.— «Почвоведение», 1947, № 11.
- Благовещенский Э. Н.** Петрографические и геоморфологические районы восточных Каракумов.— Изв. Всес. геол. об-ва, 1940, № 2.
- Благовещенский Э. Н.** Опыт реставрации экологических условий существования в Западном Туране в период накопления песков Заунгазской толщи.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1949, т. 81, вып. 1.
- Блинов Л. К.** Песчаные конкреции балок восточного склона Ергеней.— «Природа», 1951, № 3.
- Блудров А. П.** История палеозойского угленакопления на юго-востоке Русской платформы.— Изд-во «Наука», 1964.
- Бобин Е. С.** Разведка Селенгинского озера. Материалы по солености Восточной Сибири, вып. 6.— В кн.: «Материалы по геологии и полезным ископаемым Восточной Сибири», 1935.
- Богатырев К. И.** Некоторые особенности развития почв горных стран.— «Почвоведение», 1946, № 8.
- Богдановская-Гиенэф И. Д.** Происхождение флоры бореальных болот Евразии.— В кн.: «Материалы по истории флоры и растительности СССР», вып. 1. Изд-во АН СССР, 1946.
- Боженова А. И.** О влиянии теплоизолирующих покрытий на миграцию воды в замерзающих грунтах.— В кн.: «Рефераты исследовательских работ за 1945 г. АН СССР. Отделение геолого-географических наук». М.— Л., 1947.
- Бродская Н. Г.** Карбонатообразование в Аральском море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1949, № 6.
- Бродская Н. Г.** Донные отложения и процессы осадкообразования в Аральском море.— Труды ГИН АН СССР, 1952, вып. 115.
- Бруевич С. В.** Окислительно-восстановительный потенциал и pH осадков Баренцева и Карского морей.— Докл. АН СССР, 1936, т. 19, № 8.
- Бруевич С. В.** Накопление биогенных элементов в грунтовых растворах Северного Каспия в связи с характером грунтов.— Докл. АН СССР, 1940, т. 27, вып. 6.
- Бруевич С. В.** Карбонаты в осадках Каспийского моря.— Докл. АН СССР, 1946, т. 54, № 2.
- Бруевич С. В.** Скорость образования донных отложений в Мировом океане.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1949, т. III.
- Бруевич С. В.** К геохимии кремния в море.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 4.
- Бруевич С. В.** и **Виноградова Е. Г.** Вертикальное распределение солености и биогенных элементов в грунтовых растворах Каспия.— Докл. АН СССР, 1940, т. 27, вып. 6.
- Бруевич С. В.** и **Виноградова Е. Г.** Основные черты осадкообразования в Каспийском море (по распределению карбонатов Fe, Mn и P в морских отложениях).— Докл. АН СССР, 1946, т. 52, вып. 9.
- Бруевич С. В.** и **Виноградова Е. Г.** Химический состав грунтовых растворов Каспийского моря. Сообщ. 1.— Северный Каспий; Сообщ. 2.— Средний и Южный Каспий.— В кн.: «Гидрохимические материалы», т. XIV. Изд-во АН СССР, 1947.
- Бруевич С. В., Певзник Р. М., Понизовский В. Л.** и **Сибиряков В. М.** О влиянии донных отложений на химизм пресных водоемов. В кн.: «Гидрохимические материалы», т. XI. Ростов-на-Дону, 1939.
- Будыко М. И.** О влиянии мелиоративных мероприятий на испаряемость.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1951, № 1.
- Будянская М. Л.** Миграция фосфора в донных отложениях Каспийского моря.— Труды Гос. океаногр. ин-та. М.— Л., 1948, вып. 5/17.
- Бунеев А. Н.** К истории вод седиментации (процессы взаимодействия терригенно-глинистого материала с морской водой).— В сб.: «Советская геология», вып. 19. М., 1947.
- Буткевич В. С.** Образование морских железо-марганцовых отложений и участвующие в них микроорганизмы.— Труды Морск. н.-и. ин-та, 1928, т. III, вып. 3.
- Бушинский Г. И.** К вопросу о генезисе бокситов.— В кн.: «Материалы по литологии», Изд. МОИП, 1946а.
- Бушинский Г. И.** Условия накопления сидеритов, вившианитов и бурых железняков в болотах Белоруссии.— Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геологии, 1946б, т. 21, вып. 3.
- Бушинский Г. И.** Апатит, фосфорит, вившианит. Изд-во АН СССР, 1952.
- Бушинский Г. И.** О генетических типах бокситов.— В кн.: «Бокситы, их минералогия и генезис». Изд-во АН СССР, 1958.
- Быстров С. В.** Материалы к познанию подзолистого процесса. II. Несколько данных о составе и образовании оршштейнов в подзолистых почвах.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1936, т. XIII.

- Вадило Н. С. Образование прослоев льда и солей в почвах.— Уч. зап. Кишиневск. гос. ун-та, 1951, т. III, вып. 1 (Почвенный).
- Ваксман С. Гумус. М., 1937.
- Валлериус (Валерий) И. Г. Минералогия или описание всякого рода руд ископаемых из земли вещей (пер. с нем.). СПб., 1763.
- Ваяшко М. Г. Грибообразные образования в соленых озерах.— «Природа», 1934, № 6.
- Веников П. Н. Иматра и иматровские камни.— Труды С.-Петерб. об-ва естествоиспыт., 1881, т. XII, вып. 1.
- Веригина К. В. К вопросу о процессах передвижения и накопления железа при почвообразовании.— В кн.: «Выветривание и почвообразование». Труды Почв. ин-та АН СССР, 1950, т. 34.
- Веригина К. В. К характеристике процессов оглеения почв.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1953, т. 36.
- Вернадский В. И. История минералов земной коры, т. I, вып. 1. Научн. хим.-техн. изд-во. Пг., 1923.
- Вернадский В. И. Биосфера. Научн. хим.-техн. изд-во, 1926.
- Вернадский В. И. Очерки геохимии. Изд. 4. Гос. научно-техн. горно-геол.-нефт. изд-во, 1934.
- Вернадский В. И. Биогеохимические очерки 1922—1932 гг. Изд-во АН СССР, 1940.
- Виленский Д. Г. Почвы Северной и Южной Америки.— «Почвоведение», 1936, № 4.
- Виленский Д. Г. Почвоведение. Сельхозгиз, 1950.
- Вильямс В. Р. Почвоведение. Избр. соч., т. 1. Изд-во АН СССР, 1949.
- Виноградов А. П. Геохимия живого вещества. Изд-во АН СССР, 1932.
- Виноградов А. П. Геохимия редких и рассеянных элементов в почвах. Изд-во АН СССР, 1950.
- Виноградов А. П. Химическая эволюция Земли.— Чтения им. Вернадского, I. Изд-во АН СССР, 1959.
- Виноградов А. П. и Ронов А. Б. Состав осадочных пород Русской платформы в связи с историей ее тектонических движений.— «Геохимия», 1956а, № 6.
- Виноградов А. П. и Ронов А. Б. Эволюция химического состава глин Русской платформы.— «Геохимия», 1956б, № 2.
- Виноградов А. П., Ронов А. Б., Ратынский В. М. Изменение химического состава карбонатных пород Русской платформы.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
- Виталь Д. А. Современные известково-магнезитовые конкреции и оолиты озер Кулундинской степи.— Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геологии, 1948, т. 23, вып. 2.
- Виталь Д. А. Современные карбонатные конкреции соленых озер Кулундинской степи и их генезис.— Труды ГИН АН СССР, 1950, вып. 125.
- Владимиров А. Т. Современные железистые конгломераты на берегу моря.— «Природа», 1949, № 5.
- Влодавец Н. И. Материалы к химическому изучению минеральных образований пустыни Кара-Кум. Сера. Изд-во АН СССР, 1926 (РЕПС АН СССР).
- Волков И. И. Сульфиды железа, их взаимосвязь и превращения в осадках Черного моря. Морские геологические исследования.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1961, т. 50.
- Волков И. И. и Остроумов Э. А. Конкреции сульфида железа в отложениях Черного моря.— Докл. АН СССР, 1957, т. 116, № 4.
- Вульф Е. В. Историческая география растений. История флор земного шара. Изд-во АН СССР, 1944.
- Вульфсон В. Богатства морей и океанов — на службу народу.— «Коммунист», 1962, № 17.
- Высоцкий Г. Н. Степной иллювий и структуры степных почв.— «Почвоведение», 1901, № 2.
- Высоцкий Г. Н. Глей.— «Почвоведение», 1905, т. VII, вып. 4.
- Высоцкий Г. Н. Почвообразовательные процессы в песках.— В кн.: «Материалы к инструкции для исследования сыпучих песков России», 1911.
- Ганнсен Р. География почв. Пер. с нем. ИЛ, 1962.
- Геммерлинг В. В. Некоторые данные для характеристики подзолистых почв.— «Русское почвоведение», 1922, вып. 4—5.
- Геологический словарь. Т. I, А—Л. Госгеолтехиздат, 1955 (ВСЕГЕИ); изд. 2. М., 1960.
- Геология дельты Волги. Сб. статей. Под ред. М. В. Кленовой.— Труды Гос. океаногр. ин-та, 1951, вып. 18 (30).
- Геохимия осадочных месторождений марганца.— Труды ГИН АН СССР, 1963, вып. 170.
- Геохимия степей и пустынь. Географгиз, 1962.
- Герасимов И. П. Происхождение природы современных географических зон на территории СССР.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1951, № 2.
- Герасимов И. П. Современные латериты и латеритовые почвы.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 2.
- Герасимов И. П. и Глазовская М. А. Основы почвоведения и география почв. Географгиз, 1960.

- Герасимов И. П. и Ромашкевич А. И. Генетический профиль современного латерита (по исследованиям в Гвинее).— В кн.: «Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов». Изд-во «Наука», 1964.
- Гершанович Д. Е. Некоторые данные о процессах раннего диагенеза в глубоководных осадках Японского моря.— Труды Гос. океаногр. ин-та, 1954, вып. 27.
- Гильзен К. К. и Гинзбург И. И. Исследования грунтов Онежского озера.— Труды Минерал. музея АН СССР, 1930, т. 4.
- Гинзбург И. И. Образование марганцевых песчаников в северных широтах СССР. В кн.: «Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и общественной деятельности», т. I. Изд-во АН СССР, 1936.
- Гинзбург И. И. Древняя кора выветривания на ультраосновных породах Урала. Ч. I. Типы и морфология древней коры выветривания.— Труды ГИН АН СССР, 1946, вып. 80.
- Гинзбург И. И., Наждакова Г. Э., Никитина А. П. Современное и древнее латеритовое выветривание базальтов Бразилии и Русской платформы.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 4. Изд-во АН СССР, 1962.
- Гинзбург И. И. и Рукавишников А. А. Минералы древней коры выветривания Урала. Изд-во АН СССР, 1951.
- Гинн С. К. и Кузнецов А. П. О возрасте зубов акулы *Sarcharodon Magalodon*, найденных в современных донных отложениях Атлантического океана.— «Океанология», 1961, т. I, вып. 3.
- Глазовская М. А. О почвообразовании в приморских дельтах.— «Почвоведение», 1945, № 3—4.
- Глазовская М. А. Почвенно-географический очерк Австралии. Географгиз, 1952.
- Глинка К. Д. Латериты и красноземы тропических и субтропических широт и родственные им почвы умеренных широт.— «Почвоведение», 1903, т. V, № 3.
- Глинка К. Д. К вопросу о различии подзолистого и болотного типов выветривания.— «Почвоведение», 1911, № 2.
- Глинка К. Д. О так называемых «буроземах».— «Почвоведение», 1911, № 1.
- Глинка К. Д. Почвоведение. Сельхозгиз, 1935.
- Гилловский В. Г. Известково-песчанистые конкреции верхнесарматских песков Ставрополя.— Труды Ставропольск. гос. пед. ин-та, 1939, вып. 1.
- Го Окомото, Такеси Оура и Куууми Гото. Свойства кремнезема в воде.— В кн.: «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.
- Говорухин В. С. География почв Западной Арктики.— Труды II Всес. геогр. съезда, т. II. М.—Л., 1948.
- Гольдштейн М. Н. Об образовании прослоев льда в дисперсных системах.— «Мерзлотоведение», 1946, т. 1, вып. 2. Изд-во АН СССР.
- Горецкий Ю. К. Кремневые отложения озер вулканического ландшафта в Армении.— Труды Всес. ин-та минерал. сырья, 1945, вып. 177.
- Горский А. Болотные руды Костромского края.— Труды Костромск. научного об-ва по изуч. местного края. Кострома, 1918, вып. 9.
- Горшкова Т. И. Химико-минералогические исследования осадков Баренцова и Белого морей.— Труды Гос. океаногр. ин-та, 1931, т. I, вып. 2—3.
- Горшкова Т. И. Осадки Карского моря.— Труды Всес. гидробиол. об-ва. Изд-во АН СССР, 1957, т. 8.
- Горшкова Т. И. Осадки Балтийского моря.— Труды Всес. н.-и. ин-та морск. рыбн. хоз. и океанографии, 1960, т. 42.
- Горшкова Т. И. Осадки Рижского залива.— Труды Н.-и. ин-та рыбн. хоз. АН Латв. ССР. Рига, 1961.
- Горшкова Т. И. Донные осадки Балтийского моря и его заливов.— Дельтовые и мелководно-морские отложения. Изд-во АН СССР, 1963.
- Григорьев А. А. О некоторых взаимоотношениях основных элементов физико-географической среды и их эволюции.— Пробл. физ. географии, т. III. Изд-во АН СССР, 1936.
- Григорьев А. А. Некоторые итоги разработки новых идей в физической географии.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геодез., 1946а, т. X, № 2.
- Григорьев А. А. Субарктика. Изд-во АН СССР, 1946б.
- Григорьев А. А. О географических радиационных рубежах и характерных радиационных условиях горизонтальных физико-географических зон.— Пробл. физ. географии. М.—Л., Изд-во АН СССР, 1947, т. XII.
- Григорьев А. А. О некоторых вопросах физической географии.— Вопр. философии, 1951, № 1.
- Григорьев А. А. и Будыко М. И. О периодическом законе географической зональности.— Докл. АН СССР, новая серия, 1956, т. 110, № 1.
- Гричук В. П. Типы озерных плов.— Труды Юбил. сессии, посвящ. 100-летию со дня рождения В. В. Докучаева. Почв. ин-т АН СССР, 1949.
- Гричук В. П. О засушливом периоде в последледниковое время на территории Европейской части СССР.— В кн.: «Вопросы географии», сб. 24. Географгиз, 1951.
- Гуров А. В. Геологическое описание Полтавской губернии. Харьков, 1888.

- Давыдова Т. П. Геологическое строение и условия залегания железных руд Липецкого района.— Труды Всес. геол.-развед. объединения, 1933, вып. 289.
- Даниланс И. Я. Голоценовые пресноводные известковые отложения Латвии. Рига, Изд-во АН Латв. ССР, 1957а.
- Даниланс И. Пресноводные голоценовые карбонатные отложения Латвийской ССР.— Ин-т геол. и географии АН Латв. ССР. Научные сообщ., т. IV, 1957б.
- Даниланс И. Я. О влиянии физико-географических условий на пресноводное карбонатонакопление.— Труды Ин-та геологии АН Латв. ССР, 1963, т. 9.
- Данилов И. Д. Особенности литогенеза мореноподобных плейстоценовых отложений востока Большеземельской тундры.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1963, № 6.
- Данилов И. Д., Македонов А. В., Дембская В. И. Конкреции в толще серых валунных суглинков Воркутского района.— Докл. АН СССР, 1962, т. 144, вып. 6.
- Даниловский И. В. Фауна и возраст известковых туфов на правом берегу р. Луги близ деревни Вяз.— Изв. Геол. ком-та, 1928, т. 47, № 6.
- Даниловский И. В. Материалы к изучению фауны четвертичных моллюсков из второй террасы р. Оки.— Труды Всес. геол.-развед. объединения, вып. 225. Материалы по четвертичной геологии СССР, ч. I, 1932.
- Дараселия М. К. Красноземные и подзолистые почвы Грузии и их использование под субтропические культуры. Тбилиси, 1949.
- Денисов И. А. Латеритовые и латеритовые почвы Центральной Африки на примере национального парка Гарамбы.— Автореф. канд. дисс. Почв. ин-т АН СССР, 1961а.
- Денисов И. А. Характерные особенности вертикальной зональности почв Центральной Африки.— «Почвоведение», 1961б, № 6.
- Дзенс-Литовская Н. Н. Роль растительности в аккумуляции солей в пустынях.— «Природа», 1942, № 3—4.
- Дзенс-Литовский А. И. Иматровские камни в окрестностях Ленинграда.— «Природа», 1942, № 5—6.
- Дзенс-Литовский А. И. Геология дна минеральных озер СССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1945, № 6.
- Добровольский В. В. Минералогия карбонатных стяжений из четвертичных суглинков.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1955, ч. 89, № 2.
- Добровольский В. В. Карбонатные стяжения в почвах и почвообразующих породах Центрально-Черноземной области.— «Почвоведение», 1956, № 5.
- Добровольский В. В. Исследование новообразований гипса из поверхностных отложений степной зоны Европейской части СССР.— Труды Минерал. музея АН СССР, 1957а, вып. 8.
- Добровольский В. В. Минералогия и геохимия новообразований из четвертичных отложений Центрально-Русской лесостепи.— Автореф. канд. дисс. М., 1957б.
- Добровольский В. В. Минералогия марганцовых конкреций из четвертичных суглинков.— Труды Воронежск. гос. ун-та, 1957в, т. 58.
- Добровольский В. В. Реликты степного режима в современной зоне подзолообразования.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1957 г., т. 89, вып. 2.
- Добровольский В. В. Фосфаты из современных торфянистых отложений Центрально-Русской лесостепи.— Труды Минерал. музея АН СССР, 1957д, № 8.
- Добровольский В. В. К характеристике гипергенеза четвертичных отложений Северного Казахстана.— «Геохимия», 1959а, № 2.
- Добровольский В. В. Элементы — примеси в карбонатных конкрециях из четвертичных отложений аридной зоны.— Докл. АН СССР, 1959б, т. 126, № 2.
- Добровольский В. В. Гипергенные коры Ближнего Востока и их ландшафтно-геохимические особенности.— Бюлл. МОИП, отд. геологии, 1960а, т. 35, № 3.
- Добровольский В. В. К минералогии гипергенеза четвертичных отложений Центрально-Русской лесостепи.— Бюлл. МОИП, отд. геологии, 1960б, т. 35, № 4.
- Добровольский В. В. Типоморфные зональные проявления гипергенеза и их геохимическое значение.— В кн.: «Доклады советских геологов к 21 сессии Международного геологического конгресса. Проблема 2 (Геохимия)». Госгеолиздат, 1960в.
- Добровольский В. В. Элементы — примеси в гипсовых конкрециях из отложений средне-верхнечетвертичного возраста аридной зоны.— «Геохимия», 1960г, № 7.
- Добровольский В. В. Карбонатные новообразования из реликтовых луговых почв южной части лесной зоны.— «Научные докл. Высшей школы. Биол. науки», 1961а, № 3.
- Добровольский В. В. Типоморфные новообразования в четвертичных отложениях пустынной зоны СССР.— «Почвоведение», 1961б, № 10.
- Добровольский В. В. Типоморфные проявления стронция в четвертичных отложениях аридной зоны.— Докл. АН СССР, 1961в, т. 136, № 1.
- Добровольский В. В. Ландшафтно-геохимическое районирование юго-западного Прибалхашья.— Бюлл. МОИП, отд. геологии, 1962а, т. 37, № 4.
- Добровольский В. В. Характерные черты геохимии ландшафта центральной части Устюрта.— В кн.: «Вопросы географии», сб. 59. Географиз, 1962б.
- Добровольский В. В. Гипергенез четвертичного периода и его географические аспекты. Автореф. докт. дисс., МГУ, 1964.

- Добровольский Г. В. Пути эволюции пойменных почв в лесной и лесостепной зонах Русской равнины. В кн.: «Доклады советских почвоведов к VII Международному конгрессу в США». Изд-во АН СССР, 1960.
- Добровольский Г. В. и Зырин Н. Г. Некоторые особенности географии и режима пойменных почв.— Вестник МГУ, серия биологии, почвоведения, геологии, географии, 1957, № 3.
- Добрынин Б. Ф. Физическая география Западной Европы. М., 1948а.
- Добрынин Б. Ф. Физическая география СССР — Европейская часть и Кавказ, изд. 2. М., 1948б.
- Докучаев В. В. О законности известного географического распределения наземно-растительных почв на территории Европейской России.— Труды С.-Петерб. об-ва естествоиспыт., 1881, т. XII, вып. 1.
- Докучаев В. В. К вопросу о репетекских гипсах.— Зап. С.-Петерб. минерал. об-ва, 1899а, серия 2, ч. 37.
- Докучаев В. В. Горизонтальные и вертикальные почвенные зоны. К учению о зонах природы. СПб., 1899б (в кн.: «Учение о зонах природы», 1948).
- Докучаев В. В. О зональности в минеральном царстве. Предварительное сообщение.— Зап. С.-Петерб. минерал. об-ва, серия 2, ч. 7, 1899в (Избр. соч., т. I. М., 1949).
- Докучаев В. В. Русский чернозем. М., 1948.
- Досманова О. П. К изучению процесса глееобразования.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1934, т. IX.
- Драцицкий Д. А. Поездка в Алжир.— Труды Докучаевск. почв. ин-та, 1915, вып. 3.
- Дымский Г. Д. Материалы к изучению месторождений известковых туфов западной части приглитовой полосы Ленинградского округа.— Труды Всес. геол.-разв. объединения. Вып. 225.— Материалы по четвертичной геологии СССР, ч. I, 1932.
- Дэпльс Э. Поведение кремнезема в диагенезе. В кн.: «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963.
- Егунов М. Сернистое железо и водная окись железа в почвах лиманов и Черного моря.— В кн.: «Ежегодник по геологии и минералогии России», кн. 2, 1898.
- Едемский И. Б. Район распространения песчаных линз в бассейне р. Северной Двины.— Труды Геол. музея АН СССР, 1927, т. IV.
- Емельянов Е. М. Новые данные по осадкам Средиземного моря.— Докл. АН СССР, 1961, т. 137, № 6.
- Еремеев Н. В. О группе кристаллов гипса из песков Закаспийской области.— Изв. Росс. АН, 1895, т. III, № 5.
- Еремеев Н. В. О стяжениях бурого железняка (лимонита).— Изв. Росс. АН, V серия, 1897, т. VII, № 3. Октябрь. Извлечения из протоколов, XIX—XX, № 5. Извлечения из протоколов V—VI.
- Ермолаев М. М. О литогенезе пластических глинистых морских осадков.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Ефимов В. Н. Формы аккумуляции и миграции веществ в болотных почвах.— «Почвоведение». 1961, № 6.
- Ефимова Е. И. Исследование радиоактивности и возраста железо-марганцевых конкреций. Автореф. канд. дисс. Л., 1964.
- Ефимцев Н. А. О четвертичном оледенении Западной Тувы и восточной части Горного Алтая.— Изв. АН СССР, серия геол., 1958, № 9.
- Жемчужников Ю. А. К вопросу о синонимике угольных пластов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 2.
- Жуков М. М. Стратиграфия четвертичных отложений Ергеней.— Труды Всес. ин-та минерал. сырья, 1935, вып. 84.
- Забелин И. И. Теория физической географии. Географгиз, 1959.
- Завалишин А. А. Почвообразование и генезис болотных и озерных руд в таежной зоне Севера Европейской части СССР.— Научн. бюлл. Ленингр. ун-та, 1951, № 2.
- Заварицкий А. Н. Об оолитовой структуре.— Труды Минерал. музея АН СССР, 1929, № 3.
- Зайдельман Ф. Р. и Оглезнев А. К. Исследование процессов глееобразования в пойменных почвах нечерноземной полосы.— «Почвоведение», 1963, № 1.
- Зайцев Б. Д. К характеристике почвенного покрова юго-восточной части Карело-Финской ССР.— Уч. зап. Ленингр. пед. ин-та им. Герцена. Кафедра физ. географии, 1946, т. 49.
- Залесский М. Д. О донецких известковых почвах (coal-balls) в угольных пластах.— Изв. Об-ва для исследования природы Орловской губ., вып. 2. Орел — Киев, 1910.
- Залесский М. Д. О климатических поясах земного шара в карбоне и перми.— Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса (СССР, 1937), Изд-во АН СССР, 1940, т. VI.
- Залманзон Э. С. К познанию осадкообразования в озере Балхаш.— Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геологии, 1951, т. 26, вып. 4.
- Замятченский П. А. Спаллиты и аллиты в вопросах палеогеографии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1940, № 4.

- Зарицкий П. В. Конкреции в углях и вмещающих породах среднего карбона западной части Донецкого бассейна.— Автореф. канд. дисс., Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1956.
- Зарицкий П. В. Конкреции угленосных отложений Донецкого бассейна.— Изд-во Харьковск. гос. ун-та, 1959а.
- Зарицкий П. В. Конкреционные образования как корреляционный признак в угленосных отложениях Донецкого бассейна.— В кн.: «Тезисы докладов и сообщений IV Всесоюзного литологического совещания». Ташкент, 1959б.
- Зарицкий П. В. Особенности диагенетического перераспределения вещества в песчаных породах угленосных отложений Донбасса.— «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2.
- Захаров С. А. К вопросу о значении макро- и микрорельефа в подзолистой области.— «Почвоведение», 1911, № 1.
- Захаров С. А. К характеристике почв горных стран. I. Главные моменты в почвообразовании горных стран.— Изв. Межевого ин-та, 1913, вып. IV.
- Захаров С. А. Почвы опытных станций «Чай—Грузия». Тифлис, 1929.
- Захаров С. А. Учение В. В. Докучаева о вертикальной зональности почв.— В кн.: «Труды Юбилейной сессии, посвященной столетию со дня рождения В. В. Докучаева». Изд-во АН СССР, 1949.
- Зенкевич Н. Л. и Скорнякова Н. С. Железо и марганец на дне океана.— «Природа», 1961, № 2.
- Зенкович В. П. Донные отложения Аральского моря.— Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геологии, 1947, т. XXII, вып. 4.
- Зенкович В. П. Основы учения о развитии морских берегов. Изд-во АН СССР, 1962.
- Зимовец Б. А. Особенности ортоэлювиального накопления и перераспределения железа при бурозоообразовании.— «Почвоведение», 1962, № 7.
- Зимовец Б. А. Ортоэлювиальные новообразования кремнезема в бурых лесных почвах Приамурья.— «Почвоведение», 1963, № 2.
- Зонн С. В. Принципы классификации лесных почв и методы их изучения в СССР.— «Почвоведение», 1963, № 2.
- Зубаков В. А. Ископаемые льды и массивное оледенение.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1951, т. 83, вып. 6.
- Зырин Н. Г. и Корнблюм Э. А. Особенности поведения железа в почвах верхне-амурской поймы.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 1.
- Иванов Н. Н. Ландшафтно-климатические зоны земного шара.— Зап. Всес. геогр. об-ва, новая серия, 1948, т. 1.
- Иванова Е. Н. К вопросу о разделении подзолистой зоны Предуралья на подзоны.— «Почвоведение», 1945, № 3—4.
- Иванова Е. Н., Розов Н. Н. и др. Новые материалы по общей географии и классификации почв Полярного и Бореального пояса Сибири.— «Почвоведение», 1961, № 11.
- Ивлев В. С. Материалы по изучению баланса вещества в озере. Баланс железа.— Труды Лимнол. станции в Косино, вып. 21. М., ОНТИ, 1937.
- Иенни Г. Факторы почвообразования (предисл. В. П. Бушинского). ИЛ, 1948.
- Исаева А. Б. Вольфрам в донных отложениях Охотского моря.— Докл. АН СССР, 1960, т. 131, № 2.
- Исаченко А. Г. О физико-географических рубежах Русской равнины.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1952, т. 84, вып. 1.
- Исаченко А. Г. Основные вопросы физической географии. Изд-во ЛГУ, 1953.
- Исаченко А. Г. Генетический принцип в физической географии. В кн.: «Чтения памяти Л. С. Берга». Изд-во АН СССР, 1956.
- Исаченко А. Г. О так называемом типологическом понимании ландшафта.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1960, № 4.
- Исаченко А. Г. Современные проблемы ландшафтоведения (к итогам V Всесоюзного совещания по ландшафтоведению).— Вестник ЛГУ, 1962, № 6.
- Кавеев М. С. К вопросу об условиях образования известкового туфа на территории Татарской АССР.— Изв. АН СССР, серия геол., 1963, № 6.
- Казаков А. В. Фосфоритные фации и генезис природных фосфоритов.— «Сов. геология», 1938, № 6.
- Казаков А. В. Фосфатные фации. I. Происхождение фосфоритов.— Труды НИИУИ, 1939, вып. 145.
- Казаков А. В. Геотектоника и формирование фосфоритных месторождений.— Изв. АН СССР, серия геол., 1950, № 5.
- Казенкина Г. А. Вещественный состав донных отложений залива Провал и особенности осадкообразования.— «Геология и геофизика». СО АН СССР. Новосибирск, 1961, № 3.
- Казенкина Г. А., Ладочкин Н. Л. Геоморфология и донные отложения залива Провал.— В кн.: «Материалы по геологии мезокайнозойских отложений Восточной Сибири». Труды Вост.-Сиб. геол. ин-та СО АН СССР, вып. 3. Иркутск, 1961.

- Каледа О. А. Периодизация геологической истории кремнезема.— В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», 1956, ч. 3—4.
- Калесник С. В. Основы общего землеведения. М.— Л., 1947.
- Калиненко В. О. Выступление по докладу Н. М. Страхова.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 1.
- Калиненко В. О. Бактериальное осаждение кальцита в море.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1949а, т. III.
- Калиненко В. О. Происхождение железо-марганцевых конкреций.— «Микробиология», 1949б, т. XVIII, вып. 6.
- Калиненко В. О. Геохимическая деятельность бактериальной колонии.— Изв. АН СССР, серия геол., 1952, № 1.
- Каминская Е. И. О магнетитовых конкрециях и рудах горы Магнитной.— Зап. Всес. минерал. об-ва, серия 2, 1951, т. 80, вып. 1.
- Каниболоцкий П. М. Генезис манагно-кальцитов Никопольского марганцево-рудного месторождения.— Научные зап. Днепропетр. гос. ун-та, 1948, т. XVII, вып. 1.
- Кантор М. Генезис керченских железорудных месторождений.— Труды Конфер. по генезису руд железа, марганца и алюминия. Изд-во АН СССР, 1947.
- Карагодина Е. М. О кратковременных ледяных образованиях на поверхности почвы в Большеземельской тундре.— В кн.: «Вопросы физической географии полярных стран», вып. 2, 1959.
- Кароци А. К вопросу о геометрических свойствах оолитов. Пример Большого Соленого озера, штат Юта, США.— РЖ, Геология, 1959, № 1 (Bull. Inst. nat. Genevois, 1957, 59).
- Катченков С. М. Малые химические элементы в осадочных породах и нефтях.— Труды ВНИГРИ, Гостоптехиздат, 1959, вып. 143.
- Кауричев И. С., Кулаков Е. В., Ноздрюнова Е. М. О природе комплексных железоорганических соединений в почве.— В кн.: «Доклады советских почвоведов к VII международному конгрессу в США». Изд-во АН СССР, 1960.
- Качурин С. П. О генезисе наиболее распространенных ископаемых льдов севера. Изд-во АН СССР, 1936.
- Кад Н. Я. Болота и торфяники. Учпедгиз, 1941.
- Кякин П. А. Описание минералов, находящихся в имении г-жи тайной советницы Кякиной.— Зап. С.-Петерб. минерал. об-ва, 1842, т. II.
- Кленова М. В. Об условиях поддного выветривания.— В кн.: «Академику В. И. Вернадскому к 50-летию научной и общественной деятельности», т. II. Изд-во АН СССР, 1936.
- Кленова М. В. Литогенезис в осадках полярных морей.— Труды XVII сессии Международ. геол. конгресса. Изд-во АН СССР, 1940, т. V.
- Кленова М. В. Геология моря. Учпедгиз, 1948.
- Кленова М. В. и Пахомова А. С. Марганец в осадках северных морей.— Докл. АН СССР, 1940, т. 28, № 1.
- Клопотовский Б. А. Реликтовые гипсовые солончаки («гажевые» почвы) Южной Грузии.— «Почвоведение», 1949, № 2.
- Книпович Н. М. Гидрология морей и солоноватых вод. Пищепромиздат, 1938.
- Князева Л. М. Виванит в донных илах озера Байкал.— Докл. АН СССР, 1954а, т. 97, № 3.
- Князева Л. М. Осадкообразование в озерах влажной зоны СССР. Южный Байкал.— В кн.: «Образование осадков в современных водоемах». Изд-во АН СССР, 1954б.
- Ковда В. А. К вопросу об образовании в почвах вторичных карбонатов кальция.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1934, т. IX (посвящ. памяти К. К. Гедройца).
- Ковда В. А. К географии подзолистой стадии почвообразования.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1939а, т. X, вып. 2.
- Ковда В. А. Солонцы. Почвы СССР, т. I. Изд-во АН СССР, 1939б.
- Ковда В. А. К вопросу о движении и накоплении кремнезема в засоленных почвах.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1940, т. 22, вып. 1.
- Ковда В. А. Происхождение и режим засоленных почв. Изд-во АН СССР, ч. I, 1946а; ч. II, 1947а.
- Ковда В. А. Процессы почвообразования в дельтах и поймах рек континентальных областей СССР.— Пробл. сов. почвоведения, 1947б, вып. 14.
- Ковда В. А. Процессы современного соленакопления (галогенеза) в почвах и водах.— «Почвоведение», 1947, № 11.
- Ковда В. А. Почвы дельты Волги и их место в почвообразовании.— Труды Гос. океаногр. ин-та, 1951, вып. 18 (30).
- Ковда В. А. Геохимия пустынь СССР. Изд-во АН СССР, 1954.
- Ковда В. А., Зимовец Б. А., Амчиславская А. Г. О гидрогенной аккумуляции соединений кремнезема и полуторных окислов в почвах Приамурья.— «Почвоведение», 1958, № 5.
- Конищев В. Н. К вопросу о роли термокарста в развитии блочного рельефа Воркутинского района.— В кн.: «Вопросы физической географии полярных стран», вып. 2, 1959.

- Копченова Е. В. Озерные и болотные руды Кончезерского и Сегозерского районов.— Труды н.-и. ин-та геологии и минералогии АН СССР, 1934, вып. 3.
- Кординов А. А. Осадки моря Лаптевых.— Труды н.-и. ин-та геологии Арктики, т. X. Изд-во Главсевморпути, 1952.
- Коренман И. М. Микроренталлография. М.— Л., 1947.
- Кошечкин Б. Л. К вопросу о генезисе литифицированных отложений дна Северного Каспия.— Докл. АН СССР, новая серия, 1955, т. 101, № 6.
- Кравков С. П. Почвоведение. Изд. 2. Сельхозгиз, 1937.
- Кравченко А. И. О руководящих конкреционных образованиях в песках полтавской толщи.— Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геологии, 1955, т. XXX, № 4.
- Краснова Н. Г. Образование отложений дельты Волги.— Труды Гос. океаногр. ин-та, 1951, вып. 18 (30).
- Краускопф К. Б. Растворение и осаждение кремнезема при низких температурах.— РЖ, Геология, 1957, № 10.
- Краускопф К. Б. Разделение марганца и железа в осадочном процессе.— В кн.: «Геохимия литогенеза». ИЛ, 1963б.
- Крашениников Г. Ф. Условия накопления угленосных формаций в СССР. Изд-во МГУ, 1957.
- Криштофович А. Н. Ботанико-географическая зональность и этапы развития флоры верхнего палеозоя.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 3.
- Криштофович А. Н. Климаты верхнего палеозоя.— Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса, т. VI. Изд-во АН СССР, 1940.
- Крокос В. И. Химический состав лёссовых ярусов и морены западной части Екатеринославщины (бывш. Херсонской губ.).— Журн. Научно-досл. кафедр Одеси, т. 2. Одесса, 1926.
- Кротов Б. П. О горных породах, употреблявшихся в пищу в Татарской республике во время голодовки 1921—1922 гг.— Зап. Минерал. об-ва, серия 2, 1924а, вып. 1, т. 53.
- Кротов Б. П. О месторождениях вивианита и о характере включающих его глин в Казанском крае.— Зап. Минерал. об-ва, серия 2. 1924б, т. 53, вып. 2.
- Кротов Б. П. Доломиты, их образование, условия устойчивости в земной коре и изменения в связи с изучением доломитов верхних горизонтов казанского яруса в окрестностях Казани.— Труды Об-ва естествоиспыт. Гос. Казанск. ун-та, 1925, т. 50, вып. 6.
- Кротов Б. П. Генезис месторождений Алапаевского типа.— В кн.: «Железорудные месторождения Алапаевского типа на восточном склоне Среднего Урала и их генезис», т. II. Изд-во АН СССР, 1936.
- Кротов Б. П. Выделение гидроокислов железа и марганца в озерах.— Докл. АН СССР, новая серия, 1950а, т. 71, № 3.
- Кротов Б. П. Типы пресноводных озер и образующихся в них руд.— Докл. АН СССР, новая серия, 1950б, т. 71, № 5.
- Кугучков Д. М. Образование hardpan'ов в долине Зеравшана.— В кн.: «Социалистическая наука и техника». Ташкент, Изд-во Ком-та наук Узб. ССР, 1937.
- Кугучков Д. М. О карбонатном соленакоплении в почвах Узбекистана.— Изв. АН Узб. ССР, 1953, № 3.
- Кугучков Д. М. О миграции карбонатов (CaCO_3 и MgCO_3) в луговых и лугово-болотных почвах Зеравшанской долины.— Изв. АН Узб. ССР, 1956, № 10.
- Кугучков Д. М. Минералогический состав шхов.— Труды Узб. с.-х. ин-та, т. XII. Самарканд, 1960.
- Кузнецов П. С. О пустынной области в пределах Европейской территории СССР. Изв. Всес. геогр. об-ва, 1949, т. 81, вып. 1.
- Курбатов Л. М. О радиоактивности железо-марганцевых пород и определении скорости их образования радиоактивным способом.— Труды XVII сессии Междунар. геол. конгресса (СССР, 1937). М.— Л., Изд-во АН СССР, 1940, т. IV.
- Курбатов Л. М. и Егоров В. А. К вопросу о возможности определения возраста современных дольных отложений радиоактивным методом.— Арктика, IV, 1936.
- ✓ Левин Ф. И. Перемещение Si, Al, Fe и Mn в профиле южных черноземов.— Вестник МГУ, 1947, № 5.
- Левченко С. В. Материалы к познанию латеритов Аджаристана.— Материалы по геологии и петрографии Грузии. Изд-во АН СССР, 1934.
- Ливеровский Ю. А. Почвы Печорского края.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1933, т. VIII, вып. 7.
- Ливеровский Ю. А. Почвы тундр Северного края.— Труды Полярной комиссии АН СССР, 1934, вып. 19.
- Лисицын А. П. Процессы современного осадкообразования в южной и центральной частях Индийского океана.— В кн.: «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961.
- Литвиненко А. У. К характеристике сидерита из киммерийских слоев.— Минерал. сб. Львовск. геол. об-ва, 1953, № 7.
- Лобова Е. В. Почвы пустынной зоны СССР.— Изд-во АН СССР, 1960.

- Лобова Е. В. и Перов В. Ф.** Почвенно-географические области Западного Китая.— «Почвоведение», 1945, № 3—4.
- Логвиненко Н. В.** Задачи минералогии и петрографии в области изучения угленосных толщ.— Труды Лабор. геологии угля АН СССР, вып. V, 1956.
- Ломоносов М. В.** О слоях земных (1763). Изд-во АН СССР, 1949.
- Лупинovich И. С.** Основные таксономические единицы районирования и их обоснование.— В кн.: С. Г. Струмилин и И. С. Лупинovich. «Естественно-историческое районирование СССР». Изд-во АН СССР, 1947.
- Любарский В.** Замечания по Раилловскому заводу.— Горный ж., XII. СПб., 1826.
- Люткевич Е. М.** Пермские и триасовые отложения севера и северо-запада Русской платформы. Гостехиздат, 1955.
- Македонов А. В.** Конкреции угленосных отложений как новый коррелятивный признак.— В кн.: «Материалы III геологической конференции Коми АССР». Сыктывкар, 1948.
- Македонов А. В.** Учение В. В. Докучаева о зонах природы и некоторые проблемы физико-географического районирования. Саратов, Изд-во гос. ун-та, 1950.
- Македонов А. В.** Конкреции воркутской угленосной свиты. (Опыт применения конкреций для изучения осадочных толщ).— Автореф. канд. дисс. М., Изд-во АН СССР, 1954.
- Македонов А. В.** Парагенезис углей, вмещающих пород и конкреций и методы прогноза угленосности.— В сб.: «Второе угольное геологическое совещание при Лаборатории геологии угля АН СССР». Тезисы докладов. М.—Л., 1955; то же. Труды Лабор. геологии угля АН СССР, 1956, вып. V.
- Македонов А. В.** Корреляция разрезов с помощью конкреций.— В кн.: «Методы изучения осадочных пород». Под ред. Н. М. Страхова, т. II. Изд-во АН СССР, 1957а.
- Македонов А. В.** Некоторые закономерности географического распространения современных конкреций в осадках и почвах.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957б, № 4.
- Македонов А. В.** Парагенезис угленосности и конкреционности в воркутской свите Печорского бассейна.— Изв. АН СССР, серия геол., 1957в, № 7.
- Македонов А. В.** Формации Печорского бассейна и некоторые закономерности образования и развития угленосных формаций.— В кн.: «Угленосные формации» некоторых регионов СССР. Изд-во АН СССР, 1961.
- Македонов А. В. и Родный Н. И.** Химический состав нижнепермских формаций Печорского бассейна.— «Геохимия», 1957, № 6.
- Макеев С. А.** О географии, природных зонах и ландшафтах.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1951, т. 83, вып. 5.
- Максимович Г. А.** Гидрохимические фации грунтовых вод и их зональность.— Докл. АН СССР, новая серия, 1947а, т. 56, № 6.
- Максимович Г. А.** Зональность почвенных, грунтовых, речных и озерных вод и гидродинамические зоны.— Докл. АН СССР, 1947б, т. 58, № 5.
- Максимович Г. А.** Кальцитовые оолиты, пизолиты и конкреции пещер и рудников.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 2 серия, 1955а, т. 84, вып. 1.
- Максимович Г. А.** Химическая география вод суши. Географгиз, 1955б.
- Малаховский В. Ф.** Конкреции крымских железорудных месторождений.— Труды КрымФАН СССР, 1954, т. 5, Геология, вып. 1.
- Малаховский В. Ф.** Загадочные коробочки.— «Природа», 1955, № 9.
- Малаховский В. Ф.** Геохимия и основные вопросы генезиса гипергенных керченских железных руд.— В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3, 4. Изд-во МГУ, 1956.
- Мамаева Л. Я.** О составе солевых конкреций в солонцах Заволжья.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1940, т. XXII, вып. 1.
- Марков К. К.** Палеогеография. Географгиз, 1951.
- Марков К. К.** Происхождение современных географических ландшафтов.— В кн.: «Вопросы географии» (сб. статей для XVIII Междунар. геогр. конгресса). Изд-во АН СССР, 1956.
- Маслов В. П.** Карбонатные проблематики округлой формы.— Труды ГИН АН СССР, 1955, вып. 155.
- Маслов В. П.** Строматолиты. Труды ГИН АН СССР, 1960, вып. 41.
- Материалы по изучению пресноводных известковых отложений.**— Труды Ин-та геол. наук Латв. ССР, т. I. Рига, 1959; т. II. Рига, 1963.
- Махов Г.** Грунты Украины. Харьков, 1930.
- Мачева К. Т.** Вторичные минералы в серых лесных почвах Болгарии.— «Почвоведение», 1961, № 11.
- Меро Дж. Л.** Марганцовые конкреции со дна Океана.— В кн.: «Вопросы геохимии и геохронологии океана», 1965.
- Мильков Ф. П.** О некоторых географических закономерностях, вытекающих из анализа ландшафтных зон Русской равнины.— Пробл. физ. географии, 1949, т. XIV.
- Мильков Ф. П.** Лесостепной ландшафт и его зональное подразделение.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1951, № 5.

- Мильков Ф. П.** К анализу ландшафтных (физико-географических) рубежей на Русской равнине.— Изв. Всес. геогр. об-ва, 1952, т. 84, вып. 1.
- Минашина Н. Г.** Серо-коричневые гажевые (гипсовосные) почвы Кировобадского массива.— «Почвоведение», 1956, № 11.
- Мирнова Н. Я. и Покровская Т. Н.** Лимнологическая характеристика некоторых озер Полярного Урала.— В кн.: «Накопление вещества в озерах». Изд-во «Наука», 1964.
- Миртова Ал.** Следы солоноватоводной фации акчагыла в пределах так называемого болгарского бассейна Языкова.— В кн.: «Труды Об-ва естествоиспытателей при Казанском государственном университете», 1927, т. 51, вып. 5.
- Молчанов И. И.** Озера и сапропелитовые месторождения Валдайской возвышенности. Л., 1933.
- Морозов Г. Ф.** Почвоведение, 1951.
- Морозов С. С.** Данные для характеристики корочек иллювиального горизонта подзолистых почв.— «Почвоведение», 1938, № 3.
- Муравейский С. Д.** Коллоидно-дисперсные минералы озерных илов.— Вopr. географии, сб. 3. Географиз, 1947.
- Набоких А. И.** Состав и происхождение различных горизонтов некоторых южнорусских почв.— Сельское хоз. и лесоводство, 1911, т. 235; 1911, т. 236.
- Набоких А. И.** Краткие заметки о грунтах Подольской губернии и соседних местностей. Каменец-Подольск, 1915.
- Наливкин Д. В.** Конкреции.— В кн.: «Учение о фациях», т. I. Изд-во АН СССР, 1955.
- Невский Е. Н.** Литифицированные ракушечники и известковые пески некоторых участков побережья Черного и Каспийского морей.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1949, т. 4.
- Неуструев С. С.** О геологических и почвенных процессах на равнинах низовья р. Сыр-Дарья.— «Почвоведение», 1911, № 2.
- Неуструев С. С.** О почвах каменистых пустынь Туркестана.— «Почвоведение», 1913, № 1.
- Неуструев С. С.** Элементы географии почв. М.— Л., 1931.
- Никитин В. В.** К характеристике почвообразовательного процесса в каменистой пустыне Уст-Юрт.— Изв. Биол. н.-и. ин-та при Пермском гос. ун-те, т. 4, прилож. 3. Пермь, 1926.
- Николаев Д. С. и Ефимова Е. И.** К вопросу определения возраста железо-марганцовых конкреций Индийского и Тихого океанов.— «Геохимия», 1963, № 7.
- Николаевский Ф. А.** Происхождение и жизнь известковых пород.— «Русский почвовед», 1916, № 11—15.
- Ногина Н. А.** Горно-таежные ожелезненные почвы районов Восточной Сибири.— В кн.: «Доклады VI Международному конгрессу почвоведов. V комиссия». Изд-во АН СССР, 1956.
- Норденшельд А. Е.** Плавание на «Веге». Изд-во ГУСМП, 1936.
- Обручев В. А.** Рудные месторождения. М., ОНТИ, 1935.
- Овсянникова К. А.** Окислительно-восстановительный потенциал и pH рапы и грязи Сакского озера.— В кн.: «Гидрохимические материалы», т. XIX. Изд-во АН СССР, 1951.
- Оловянишников Г. Л.** Распределение карбонатов кальция и магния, SiO₂ и полоторных в механических фракциях сероземов Средней Азии.— «Почвоведение», 1939, № 7.
- Орлов А. Н.** Результаты исследования вивианитов в БССР.— Труды НИИУФ, вып. 146. «Агрономические руды СССР», 1939.
- Орлов Е. В.** Фосфоритовые бассейны зарубежных стран. Изд-во АН СССР, 1951.
- Остряков А.** Об исследовании латеритных почв Черноморского побережья.— «Русский почвовед», 1922, № 4—5.
- Павлинов Н. Ортштейн.**— В кн.: «П. Советов и В. Докучаев. Материалы по изучению русских почв», вып. III. СПб., 1887.
- Парфенова Е. И.** Вторичный кварц в подзолистых горизонтах.— Докл. АН СССР, 1947, новая серия, т. 58, № 8.
- Парфенова Е. И.** Некоторые вторичные минеральные образования в растениях и почве.— В кн.: «Проблемы советского почвоведения», сб. 15, Почв. ин-т АН СССР, 1949.
- Парфенова Е. И.** Исследование минералов подзолистых почв в связи с их генезисом.— В кн.: «Кора выветривания», вып. 2. Изд-во АН СССР, 1956.
- Пахомова А. С.** Марганец в морских осадках.— Труды Гос. океаногр. ин-та, вып. 5 (171), Работы по геологии моря. 1948.
- Пачикина Л. И.** Приморские почвы Северного Прикаспия.— Труды ин-та почвоведения АН Каз. ССР, 1962, т. 13.
- Черельгин П.** Топографо-минералогический взгляд на грунт лесного парка Санкт-петербургского форст-института.— Труды Минерал. об-ва, ч. 1. СПб., 1830.
- Черельман А. И.** Известковые конкреции Каракумов и Кызылкумов.— Докл. АН СССР, новая серия, 1951, т. 78, № 5.

- Перельман А. И. Очерки геохимии ландшафта. Географгиз, 1955.
- Перельман А. И. Процессы миграции солей на равнинах Восточной Туркмении и Западного Узбекистана в неогене (древние почвы пустынь Средней Азии).— Труды Ин-та рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии АН СССР, 1959, вып. 25.
- Перельман А. И. Геохимические принципы классификации ландшафта.— Вестник МГУ, серия V, 1960, № 4.
- Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов (зона гипергенеза). Изд-во «Высшая школа», 1961.
- Перфильев Б. В. Новые данные о роли микробов в рудообразовании.— Изв. Геол. ком-та, 1926, т. 45, № 7.
- Петелин В. П. О нахождении аутигенного глауконита в современных морских осадках.— Труды Ин-та океанологии АН СССР, 1954, т. VIII.
- Петров Б. Ф. Краткий обзор почв Азии.— «Почвоведение», 1950, № 7.
- Плюснин И. И. Аллювий Волго-Ахтубинской поймы и дельты р. Волги как генетический тип геологических отложений.— Труды п.-и. ин-та геологии Саратовск. гос. ун-та, т. I, вып. 1. Саратов, 1936.
- Полушкина А. И. и Сидоренко Г. А. Мельниковит как минеральный вид.— Зап. Всес. минерал. об-ва, 1963, ч. 92, вып. 5.
- Полюнов Б. Б. Вторичные минералы оршштейногенных горизонтов. 1-е предварительное сообщение.— В кн.: «Ежегодник по геологии и минералогии», т. XIV, вып. 9, 1912; 2-е предварительное сообщение.— Изв. Докучаевск. почв. ком-та, 1915, № 2 (апрель).
- Полюнов Б. Б. Кора выветривания. Изд-во АН СССР, 1934.
- Полюнов Б. Б. Почвы Черноморского берега Аджарии.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1935, т. 8, вып. 4.
- Полюнов Б. Б. Почвы областей СССР со средиземноморским и влажным субтропическим климатом.— В кн.: «Почвы советских субтропиков», 1936.
- Полюнов Б. Б. Красноземная кора выветривания и ее почвы.— «Почвоведение», 1944, № 3.
- Полюнов Б. Б. Географические работы. Изд-во АН СССР, 1952.
- Полюнов Б. Б. и Лисовский В. Рекогносцировочные исследования в области Северного Гоби.— Труды Комиссии по исследованию Монгольской и Бурят-Монгольской республик, 1930. № 9. Изд-во АН СССР.
- Полюнов Б. Б., Романов В. В. и Грабовская О. А. Почвы черноморского берега Аджарии.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1923, т. VIII, вып. 4.
- Польский Б. Н. К вопросу о химизме оршштейнов дерново-подзолистых почв.— «Почвоведение», 1961, № 2.
- Понизов Д. И. О генезисе марганцево-железистых конкреций в дерново-подзолистых почвах и солодах.— Докл. ТСХА, 1958, вып. 39.
- Пономарев Г. М. Химическая характеристика карбонатных и сульфатных выделений в почвах в связи с генезисом последних. Всес. п.-и. ин-т удобрений агрохимии и агропочвоведения (ВИУАА). Труды Ленингр. отд., 1935, вып. 36.
- Пономарева В. В. О реакциях взаимодействия группы креновой и апокреновой кислот (фульвокислот) с гидроокисями оснований.— «Почвоведение», 1949, № 11.
- Пономарева В. В. Теория подзолообразовательного процесса. Изд-во «Наука», 1964.
- Пономарева В. В., Николаева Т. А. Методы изучения органического вещества в торфяно-болотных почвах.— «Почвоведение», 1961, № 5.
- Пономарева В. В., Николаева Т. А. Некоторые особенности взаимодействия системы гумусовых веществ с Fe^{3+} , Al^{3+} , Ca^{2+} .— В кн.: «Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов». Изд-во «Наука», 1964.
- Попов А. М. Гидробиологический очерк моря Лаптевых.— Исследования морей СССР. Изд-во АН СССР, 1932, вып. 15.
- Попов В. И. и Воробьев А. Л. О некоторых минерало-геохимических особенностях пустынно-континентальных формаций.— Зап. Узб. отд. Всес. минерал. об-ва, вып. 8. Ташкент, 1955.
- Попов Т. И. Происхождение и развитие осиновых кустов в пределах Воронежской губ.— Труды Докучаевск. почв. ком-та, вып. 2. Пг., 1914.
- Попова Т. В. К характеристике черноземов степного Крыма.— «Почвоведение», 1956, № 11.
- Потемкин В. П. Австралия. Географгиз, 1950.
- Прасолов Л. И. Кремнеземистые корочки в почвах Забайкальской области.— «Почвоведение», 1910, № 7.
- Прасолов Л. И. Чернозем как тип почвообразования.— В кн.: «Почвы СССР», т. 1. Изд-во АН СССР, 1939.
- Прасолов Л. И. География и площадь распространения типов почв.— «Почвоведение», 1945, № 3—4; 1946, № 2.
- Прасолов Л. И. Горно-лесные почвы Кавказа.— Труды Почв. ин-та АН СССР, т. XXV. Генезис и география почв, 1947.

- Прасолов Л. И. и др. Мировая почвенная карта. Масштаб 1 : 50 000 000. Большой сов. атлас Мира, т. 1, 1937.
- Прасолов Л. И. и Антипов-Каратаев И. Н. Каштановые почвы.— В кн.: «Почвы СССР», т. I. Изд-во АН СССР, 1939.
- Прасолов Л. И. и Розов Н. Н. Типы почв и мировое земледелие.— В кн.: «Труды Юбилейной сессии, посвященной столетию со дня рождения В. В. Докучаева». (Почв. ин-т АН СССР), 1949.
- Проблемы почвоведения. Изд-во АН СССР, 1962 (Всес. об-во почвоведов).
- Пустовалов Л. В. Генезис липецких и тульских железных руд в современной геохимической истории южного крыла Подмосковского бассейна.— Труды Всес. геол.-развед. объединения, 1933, вып. 285.
- Пустовалов Л. В. Геохимические фации и их значение в общей и прикладной геологии.— «Пробл. сов. геологии», 1938, № 1.
- Пустовалов Л. В. Петрография осадочных пород. Ч. 1, 1940.
- Радусhev В. И. и Кобилев А. Г. К познанию диагенеза аллювиальных осадков аридной зоны седиментации.— Докл. АН СССР, новая серия, 1958, т. 118, № 1.
- Развитие и преобразование географической среды (сборник). Изд-во «Наука», 1964.
- Ржаницыи Б. Закрепление грунтов химическим способом. М., 1935.
- Рихтер Г. Д. Природное районирование СССР.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1961, № 3.
- Роде А. А. Подзолообразовательный процесс. Изд-во АН СССР, 1937.
- Роде А. А. Почвоведение. М., Гослесбумиздат, 1955.
- Рожкова Е. В., Горецкий Ю. К. Современные кремневые отложения.— Труды Всес. н.-и. ин-та минерал. сырья. М., 1945, вып. 177.
- Розанов А. Н. Почвы Афганистана.— «Почвоведение», 1945, № 3—4.
- Розанов А. Н. Сероземы Средней Азии. Изд-во АН СССР, 1951.
- Ромм И. И. Геохимическая характеристика современных отложений Таманского полуострова.— В кн.: «К познанию современных аналогов нефтеносных фаций» (под ред. В. Т. Сенюкова), 1950.
- Ронов А. Б., Ермишкина А. И. Распределение марганца в осадочных породах.— «Геохимия», 1959, № 3.
- Росликова В. И. Марганцово-железистые конкреции в почвах Суйфуно-Ханкайской низменности.— «Почвоведение», 1961, № 4.
- Рябчиков А. М. Общие закономерности географической зональности земного шара.— Вестник МГУ, серия V. География, вып. 4, 1960.
- Сабашвили М. Н. Почвы влажной субтропической зоны СССР.— Грузия. Тбилиси, 1936.
- Сабашвили М. Н. Почвы Рионской низменности и предгорий Западного Закавказья.— В кн.: «Почвы СССР», т. IV. Изд-во АН СССР, 1940.
- Сабашвили М. Н. Почвы Грузии. Тбилиси, Изд-во АН Груз. ССР, 1948.
- Сабашвили М. Н. Субтропические красноземы СССР. (Докл. на V междунар. конгрессе почвоведов). Изд-во АН СССР, 1954.
- Савицкас И. Некоторые выводы по исследованию пресноводных известняков Восточной Латвии.— Ин-т геол. и геогр. АН Лит. ССР. Научные сообщ., т. IV. Вильнюс, 1957.
- Самодуров П. С. Минералогия и генезис лёссовых и красноцветных пород юго-западных областей СССР. Ч. III. Якутск, 1957.
- Самойлов Я. В. Месторождения тяжелого шпата Костромской губ.— Изв. Росс. АН, 1910, т. IV, № 12.
- Самойлов Я. В. Химический состав цехштейнового моря.— Изв. АН, 1921, серия VI, т. XV.
- Самойлов Я. В. Биолиты. М.— Л., Научное хим.-техн. изд-во, 1929.
- Самойлов Я. В. и Кленова М. В. К литологии Баренцова моря.— Труды Морск. научного ин-та, т. II, вып. 3. М., 1929.
- Самойлов Я. В. и Титов А. Г. Железо-марганцовые желваки со дна Черного, Балтийского и Баренцова морей.— Труды Геол. и минерал. музея Росс. АН, т. III, вып. 2, 1917—1918. Пг., 1922.
- Сапожников Д. Г. и Веселкина М. А. Современные осадки озера Иссык-Куль и его заливов.— Труды ИГЕМ АН СССР, 1960, вып. 36.
- Сапожников Д. Г. и Цветкова А. И. Выделение водного карбоната кальция на дне оз. Иссык-Куль.— Докл. АН СССР, новая серия, 1959, т. 124, № 2.
- Сауков А. А. Геохимия. Госгеолгиздат, 1951.
- Семенович Н. И. О нахождении вивианита в оз. Муолан-Ярви.— Труды Лабор. озероведения АН СССР, 1953, т. II.
- Семенович Н. И. Лимнологические условия накопления железистых осадков в озерах.— Труды Лабор. озероведения АН СССР, 1953, т. VI.
- Сенов П. Л. К методике исследования конкреций в Карском море.— «Пробл. Арктики», 1937, № 2.
- Сердюченко Д. П. Хлориты, их химическая конституция и классификация.— В кн.: «Труды ГИН АН СССР», 1953, вып. 140.

- Сигов А. П. О генезисе третичных оолитовых железных руд Зауралья.— Труды Горно-геол. ин-та УФАН СССР, вып. 24. Сб. по вопросам стратиграфии, № 3, Изд-во АН СССР, 1956.
- Сидоренко А. В. Находка пизита в Керченских железных рудах.— Докл. АН СССР, новая серия, 1944, т. 43, № 6.
- Сидоренко А. В. Гипсовые замещения по корням кустарников в Каракумах.— «Природа», 1949, № 4.
- Сидоренко А. В. Гипс в Каракумах и его палеогеографическое значение.— «Природа», 1950, № 6.
- Сидоренко А. В. К вопросу об окремнении в пустынях Каракум и Кызылкум.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 3.
- Сидоренко А. В. Основные черты минералообразования в пустыне.— В кн. «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3, 4. Львов, 1956.
- Сидоренко А. В. Известковые накопления «калице» в пустынях Мексики.— Изв. АН СССР, серия геогр., 1958, № 1.
- Скопичев Б. А. О коагуляции гумусовых веществ речного стока в морской воде.— Изв. АН СССР, серия геогр. и геофиз., 1947, т. XI, № 1.
- Скорнякова Н. С. Марганцевые конкреции в осадках северо-восточной части Тихого океана.— Докл. АН СССР, новая серия, 1960, т. 130, № 3.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф. Железо-марганцевые конкреции Тихого океана.— «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 5.
- Скорнякова Н. С., Андрущенко П. Ф., Фомина Л. С. Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана.— «Океанология», 1961, т. II, вып. 2.
- Скорнякова Н. С., Зенкевич Н. Л. Распределение железо-марганцевых конкреций в поверхностном слое осадков Тихого океана.— «Океанология», 1961, т. 1, вып. 1.
- Смирнов В. и др. Железистые болотные руды Костромской губ.— Труды Костромск. научного об-ва по изуч. местного края, IX. Кострома, 1918.
- Смирнов-Логинов В. П. и Фесенкова Н. Г. К вопросу о процессах выветривания во влажных субтропиках Азербайджана (Ленкорань). Баку, 1939.
- Смолянинов Н. А. и Синегуб Е. С. Определитель гипергенных минералов. Госгеол-издат, 1950.
- Современные осадки морей и океанов (сборник). Изд-во АН СССР, 1961.
- Соколова Е. И. Физико-химические исследования железо-рудного озера Пукнус-Ярви.— В кн.: «Очерки по металлогении осадочных пород». Изд-во АН СССР, 1961.
- Соловьев В. Ф. К вопросу об осаждении карбоната кальция в процессах современной цементации в морях.— Бюлл. МОИП, новая серия, отд. геологии, 1951, т. 36, вып. 4.
- Соловьев В. Ф. Известковые корки на побережье Кара-Богаз-Гола.— «Природа», 1954, № 4.
- Соловьев В. Ф. О некоторых карбонатных осадках Каспийского моря.— В кн.: «Современные осадки Каспийского моря». Изд-во АН СССР, 1956.
- Соловьев С. Н. О среднем составе магматических комплексов в различные эры.— Докл. АН СССР, новая серия, 1945, т. 50.
- Сорокина В. А. Образование бактериальной пленки на поверхности илов и влияние ее на обмен веществами между илом и водой.— «Микробиология», 1938, т. 7, вып. 5.
- Странгвейс. Геогнозическое описание С.-Петербургских окрестностей.— Труды Минерал. об-ва в СПб., ч. 1, 1830.
- Страхов Н. М. Климатическая зональность в верхнем палеозое Северо-Западной Евразии.— «Сов. геология», 1945, № 6.
- Страхов Н. М. Историко-геологические типы осадкоаккумуляции.— Изв. АН СССР, серия геол., 1946, № 2.
- Страхов Н. М. Железорудные фации и их аналоги в истории Земли.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1947, вып. 73.
- Страхов Н. М. Об истинной роли бактерий в образовании карбонатных пород.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948а.
- Страхов Н. М. Основы исторической геологии. Изд-во АН СССР, 1948б.
- Страхов Н. М. Распределение железа в осадках озерных и морских водоемов и факторы, его контролирующие.— Изв. АН СССР, серия геол., 1948, № 4.
- Страхов Н. М. Известково-доломитовые фации современных и древних водоемов.— Труды Ин-та геол. наук АН СССР, 1951а, вып. 124.
- Страхов Н. М. О путях построения литологической теории.— Изв. АН СССР, серия геол., 1951б, № 3.
- Страхов Н. М. Диагенез осадков и его значение для осадочного рудообразования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1953, № 5.
- Страхов Н. М. К познанию диагенеза. В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3, 4. Львов, 1956.
- Страхов Н. М. Формы железа в отложениях Черного моря и их значение для теории диагенеза. В кн.: «К познанию диагенеза осадков». Изд-во АН СССР, 1959.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. Изд-во АН СССР. Т. I, II, 1960; т. III, 1962.
- Страхов Н. М. О некоторых новых чертах диагенеза черноморских отложений.— «Литология и полезные ископаемые», 1963а, № 1.

- Страхов Н. М. Типы литогенеза и их эволюция в истории Земли. Госгеолтехиздат, 1963б.
- Страхов Н. М. Типы накопления марганца в современных водоемах и их значение для познания марганцеворудного процесса.— «Литология и полезные ископаемые», 1965, № 4.
- Страхов Н. М., Бродская Н. Г., Князева Л. И. и др. Образование осадков в современных водоемах. Изд-во АН СССР, 1954.
- Стрижов И. Залежи марганцевых руд у села Марсяты, Богословского горного округа.— Материалы к познанию геол. строения России, вып. 1 (Прил. к Бюлл. МОИП за 1889 г.).
- Сукачев В. Н. Несколько наблюдений над ортштейновыми образованиями на юге России.— «Почвоведение», 1903, т. V, № 2.
- Сумгин М. И., Качурин С. Н., Толстихин Н. И., Тумель В. Ф. Общее мерзлотоведение. Изд-во АН СССР, 1940.
- Суслов С. П. Физическая география СССР. Западная Сибирь, Восточная Сибирь, Дальний Восток, Средняя Азия. Географгиз, 1947.
- Сысоев Н. Н. К изучению придонной зоны в океане.— Докл. АН СССР, новая серия, 1961, т. 137, № 3.
- Тагеева Н. В. Значение геохимического метода в определении возраста осадочных пород.— «Природа», 1940, № 5.
- Татарский В. Б. Промышленное выращивание кристаллов из растворов и связанные с ним проблемы.— Труды Юбил. научной сессии ЛГУ (1819—1944), Секция геол.-почв. наук, 1946.
- Тарр У. Э. и Твенховел У. Х. Конкреции.— В кн.: Твенховел У. Х. и др. «Учение об образовании осадков». ОНТИ, 1936.
- Теодорович Г. И. Учение об осадочных породах. Госгеолтехиздат, 1958.
- Тимофеева З. В. Литолого-фациальная характеристика каменной и алмазной свит среднего карбона центральной части северной окраины Донбасса.— Автореф. канд. дисс. М., 1953 (ИГН АН СССР).
- Тимофеева З. В. Значение конкреций для изучения фациального состава угленосных толщ (на примере среднего карбона Донбасса).— В сб.: «Второе угольное геологическое совещание при Лаборатории геологии угля АН СССР». Тезисы докладов. М.— Л., 1955.
- Тимофеева З. В. Карбонатные конкреции среднего карбона Донбасса и их значение для изучения фациального состава угленосной толщи.— Изв. АН СССР, серия геол., 1956, № 10.
- Тимофеева З. В. Наблюдения над конкрециями.— В кн.: «Методы изучения осадочных пород» (под ред. Н. М. Страхова), т. I. Изд-во АН СССР и ВСЕГЕИ, 1957.
- Тимофеева З. В. Конкреции актокракской толщи р. Чегем и длительность процесса их образования.— Изв. АН СССР, серия геол., 1960, № 7.
- Тимофеева З. В. Диагенетическое минералообразование в плиоценовых и четвертичных отложениях Южного Каспия (по данным морского бурения).— «Литология и полезные ископаемые», 1964, № 2.
- Титов А. Г. К вопросу о нахождении серного колчедана на дне Черного моря.— Изв. Асс. н.-и. ин-тов при физ.-мат. фак-те МГУ, т. I, вып. 1—2, 1928.
- Титова Н. А. Железо-гумусовые комплексы некоторых почв.— «Почвоведение», 1962, № 12.
- Точилин М. С. Об ошибках Л. В. Пустовалова при изучении липецких и тульских железных руд. К вопросу о состоянии науки об осадочных породах. Изд-во АН СССР, 1951.
- Точилин М. С. К геохимии аутигенных сидеритов.— В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3, 4. Львов, 1956.
- Ту Мен-Чжао. О гумусе и его роли в генезисе некоторых тропических и субтропических почв Китая.— «Почвоведение», 1961, № 12.
- Тумин Г. М. Зоны грунтов и почв и смена их по рельефам.— «Сельское хоз. и лесоводство», 1908, № 232.
- Тумин Г. М. Материалы к оценке земель Смоленской губернии. Т. IV. Смоленск, 1909.
- Тумин Г. М. Почвы Тамбовской губернии. Ч. II. Тамбовское губернское земство, 1915.
- Тюремнов С. Н. Торфяные месторождения. М.— Л., ОНТИ, 1940.
- Тюрин И. В. Песчаные почвы сосновых боров в окрестностях Казани.— «Русск. почвовед», 1922, № 4—5.
- Тюрин И. В. Почвы лесостепи.— В кн.: «Почвы СССР», т. II. Изд-во АН СССР, 1939.
- Узакон П. Карбонатное засоление (CaCO_3 и MgCO_3) и его распространение в почвах Зеравшанской долины.— «Почвоведение», 1961, № 12.
- Фагелер П. Основы учения о почвах субтропических и тропических стран. Изд. Сов. секции Междунар. ассоц. почвоведов. М., 1935.
- Федоров Б. М. О зависимости содержания мышьяка и фосфора в железных рудах от условий их образования.— «Разведка недр», 1947, № 4.
- Федорова Е. И. Озерное железонакопление в пределах Балтийского кристаллического щита.— В кн.: «Накопление вещества в озерах». Изд-во «Наука», 1964а.

- Федорова Е. И.** Характеристика железорудных озер Кольского полуострова.— В кн.: «Накопление вещества в озерах». Изд-во «Наука», 1964б.
- Федорович Б. А.** Кара-Кумы. Сб. 4. АН СССР и Упр. водн. хоз. Туркм. ССР, 1934.
- Федорович Б. А.** Об основных процессах рельефообразования Турана.— Пробл. физ. географии, т. XV. Изд-во АН СССР, 1950.
- Федорович Б. А.** Особенности миграции растворов и образование кор и карста в пустынях.— В сб.: «Общие вопросы карстования». Изд-во АН СССР, 1962.
- Феофарова И. И.** Определение карбонатов в засоленных почвах микроскопическим методом.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1958а, т. 53.
- Феофарова И. И.** Сульфаты в засоленных почвах.— Труды Почв. ин-та АН СССР, 1958б, т. 53.
- Феофилактов К. И.** Геологические исследования в Лубенском уезде Полтавской губ. Киев, 1879.
- Ферсман А. Е.** Явления диффузии в земной коре.— «Природа», 1913, № 7—8.
- Ферсман А. Е.** Геохимия России. Вып. I. Пг., 1922.
- Ферсман А. Е.** О характере гипергенных процессов в местностях с пустынным климатом.— Докл. Росс. АН. Пг., 1924.
- Ферсман А. Е.** Геохимические проблемы серных бугров в пустыне Кара-Кум.— В кн.: «Сера».— Материалы для изуч. естеств. производит. сил СССР, вып. 59, 1926.
- Ферсман А. Е.** Гипсовая роза гигантских размеров.— «Природа», 1929, № 7—8.
- Ферсман А. Е.** Геохимия, Т. II. Изд-во АН СССР, 1934.
- Ферсман А. Е.** и **Влодавец Н. М.** О процессах окремнения в Средне-Азиатской пустыне Кара-Кум.— Докл. АН СССР, 1926, № 8.
- Филатов М. М.** Ортоанодные образования в почвах Богородского уезда Московской губ.— Журн. засед. Почв. комитета Московск. об-ва сельск. хоз. СПб., 1912.
- Филатов М. М.** К вопросу о генезисе ортоанодов (несколько лабораторных опытов).— «Русск. почвовед», 1922, № 1.
- Филатов М. М.** География почв СССР. Учпедгиз, 1945.
- Философов Б. И.** Почвы Колхидской низменности. В кн.: «Почвы советских субтропиков». Изд. сов. секции Междунар. ассоц. почвоведов. М., 1936.
- Философов Б. И.** и **Панисов Р. И.** Почвы Колхидской низменности.— Труды Почв. сектора Груз. ФАН. Тифлис, 1935.
- Форш Н. Н.** Пермские отложения. Уфимская свита и Казанский ярус. Гостоптехиздат, 1955.
- Фридланд В. М.** О красно-желтых латеритных почвах постоянно влажных тропических лесов.— В кн.: «Доклады советских почвоведов к VII международному конгрессу в США». Изд-во АН СССР, 1960.
- Фридланд В. М.** Два пути формирования конкреций, образующих латериты.— Докл. АН СССР, новая серия, 1961а, т. 137, № 5.
- Фридланд В. М.** Природа Северного Вьетнама. Изд-во АН СССР, 1961б.
- Фридланд В. М.** О латеритах Северного Вьетнама.— В сб.: «Кора выветривания», вып. 4. Изд-во АН СССР, 1962.
- Фридланд В. М.** Тропические почвы рисовых полей на примере Северного Вьетнама.— В кн.: «Генезис и география почв зарубежных стран по исследованиям советских географов». Изд-во «Наука», 1964.
- Фролов В. Т.** Фациальные условия образования карбонатных конкреций среднеюрских и верхней части нижнеюрских отложений Дагестана.— Докл. АН СССР, новая серия, 1958, т. 122, № 6.
- Хабанков А. В.** Наблюдения над стяжениями и некоторыми вторичными текстурами осадочных пород.— В кн.: «Методическое руководство по геологической съемке и поискам» (коллектив авторов ВСЕГЕИ). Госгеолиздат, 1954.
- Хардон Г. Д.** Пример подзола тропической низменности.— «Почвоведение», 1938, № 3.
- Харченко В. А.** Влияние карбонатных образований в лёссе на процессы взаимодействия с битумом.— Изв. АН КазССР, 1954, № 126, серия горн. дела, № 2.
- Цинзерлинг Е. В.** Жемчуг.— В кн.: «Неметаллические ископаемые СССР», т. 5. Изд-во АН СССР, 1941.
- Цыганенко А. Ф.** Почвы земледельческих районов Забайкалья.— Труды Юбил. научн. сессии ЛГУ, Секция геол. почв. наук, 1946.
- Чалышев В. И.** Стратиграфия и литология лагунно-континентальных отложений перми и триаса Средней Печоры. Изд-во АН СССР, 1961.
- Черепанова М. И.** Химический состав карбонатных конкреций и их генезис.— Докл. ТСХА, 1959, вып. 42.
- Чухров Ф. В.** Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1936.
- Чухров Ф. В.** К минералогии и геохимии бария в осадочных породах в связи с изучением керченских баритов.— Изв. АН СССР, серия геол., 1937, № 3.
- Чухров Ф. В.** О значении полупроницаемых мембран для минерального морфогенеза.— Труды ИГН АН СССР, 1940, вып. 10.
- Чухров Ф. В.** Коллоиды в земной коре. Изд-во АН СССР, 1955.
- Шамрай И. А.** Механическая сортирующая деятельность моря как фактор морско-

- го рудонакопления.— В кн.: «Вопросы минералогии осадочных образований», кн. 3, 4. Львов, 1956.
- Шатский Н. С. Очерки тектоники Волго-Уральской нефтеносной области и смежной части Южного Урала. Изд. МОИП, 1945.
- Шатский Н. С., Косыгин Ю. А., Пейве А. В. и др. К вопросу о периодичности осадкообразования и о методе актуализма в геологии.— В кн.: «К вопросу о состоянии науки об осадочных породах». Изд-во АН СССР, 1951.
- Швецов М. С. Петрография осадочных пород. Госгеолиздат, 1948.
- Шемякин Ф. М. и Михалев П. Ф. О возможном механизме образования периодических прослоев льда при замораживании почвы, в связи с вопросом о вечной мерзлоте.— «Коллоидный» ж., 1938, т. IV.
- Шеников А. П. Введение в геоботанику. Изд-во ЛГУ, 1964.
- Шишкина О. В. Некоторые данные о солевом составе иловых вод Азовского моря.— «Океанология», 1961а, № 4.
- Шишкина О. В. Типы вод, формирующиеся в морских осадках в процессе диagenеза.— В кн.: «Современные осадки морей и океанов». Изд-во АН СССР, 1961б.
- Шняков Е. Ф., Науменко П. И. Марганцово-железные руды Керченского бассейна. Крымиздат, 1961.
- Шокальская З. Ю. Несколькo слов о латеритах.— «Почвоведение», 1946, № 7. (Реферат статьи Rendletone'a, 1941).
- Шокальская З. Ю. Почвенно-географический очерк Африки. Изд-во АН СССР, 1948.
- Шрейберг Г. Минеральные включения в болотных почвах.— Вестник торф. дела, 1948, № 1.
- Шульц С. С. Оолитообразование в современных осадках Каспийского моря.— Информ. сб. ВСЕГЕИ, 1962, № 57.
- Шумов В. В. Геологические исследования четвертичных отложений по южному и западному побережью оз. Иссык-Куль.— В кн.: «Материалы по четвертичной геологии СССР», ч. I. Труды Всес. геол.-развед. объединения НКТП СССР. М.— Л., ОНТИ, 1932, вып. 225.
- Щербина В. Н. Почвенный гипсовый горизонт, как один из факторов формирования ископаемых гипсоносных горизонтов.— Докл. АН СССР, новая серия, 1949, т. 24, № 5.
- Щербина В. В. Глауберит, глауберитовые породы и их кора выветривания. Изд. КиргФАН СССР, Фрунзе, 1952.
- Янакиев К. П. О стратиграфии и происхождении почв послеледникового периода в Софийском «поле». Сравнение в связи с изменением климата.— «Почвоведение», 1947, № 8.
- Ярилова Е. А. Минералогический состав чернозема Каменной степи и влияние на него искусственного лесонасаждения и травопольных севооборотов.— В кн.: «Вопросы травопольной системы земледелия», т. 2. Изд-во АН СССР, 1953.
- Ярилова Е. А. Минералогическая характеристика солонцов в черноземной зоне. В кн.: «Минералогический состав почв и их физико-химические свойства», Труды Почв. ин-та АН СССР, 1958, т. 53.
- Ярошенко П. Д. Основы учения о растительном покрове. Географгиз, 1953.
- Aarnio B. Om sjömalerna i nagra sjöari i Fusula, Pyhajärvi, Loppis, Somerniemi orh Tammela socknar.— Fennia, 1918 (1920), n. 41, N 4 (deutsch. Referat).
- Abbott G. Notes on concretions.— Proc. Geol. Assoc., v. 27, 1916.
- Agassiz A. Reports on the scientific results of the expedition to the tropical Pacific, in charge of Al. Agassiz, by the U. S. Fish Commission steamer «Albatross», 1899—1900. Cambridge, USA, 1902.
- Agassiz A. Reports on scientific results of the expedition to the eastern tropical Pacific, in charge of Al. Agassiz, by the U. S. Fisch Commission steamer «Albatross», 1904—1905.— Mem. Harvard Coll. Mus. Compar. Zool., 1906, v. 3.
- Aldermann A. R., Borch C. C. A dolomite reaction series.— Nature (Engl.), 1963, v. 198, N 4879.
- Aldermann A. R., Skinner H. Dolomite sedimentation in the South East of South Australia.— Amer. J. Sci., 1957, v. 255, N 8.
- Andree K. Die Diagenese der Sedimente, ihre Beziehung zur Sedimentbildung und Sedimentpetrographie.— Geol. Rundschau, 1911, Bd. 50.
- Andree K. Über Sand- und Sandsteinkegel und ihre Bedeutung als Litoralgebilde.— Geol. Rundschau, 1912, Bd. 3.
- Andree K. Über Vorkommen und Herkunft des Schwerspates am heutigen Meeresboden.— Zbl. Mineral., 1918.
- Andree K. Geologie des Meeresbodens. Bd. II. Leipzig, 1920.
- Arms-Sheldon J. M. Concretions from the Champlain Clays of the Connecticut Valley. Cambridge, USA, 1900.
- Aubert G. Les sols latéritiques.— Actes et c. r. 5-me Congr. internat. sci. du sol. Léopoldville, 1954, v. I. Bruxelles, 1955.
- Avias I. Contribution à l'étude stratigraphique et paléontologique des formations antécretacées de la Nouvelle Calédonie centrale.— Sci. terre, 1953, t. 1, N 1—2.

- Avias I. Le problème des nodules pétrifiés des Mangroves Néocalédoniennes.— Actes IV Congr. internat. du Quaternaire (1953), t. 1. Roma, 1956.
- Avias I. A propos des vases bariolées gypsifères actuelle de Nouvelle-Calédonie et sur la genèse des marnes bariolées salifères du Trias.— Mém. Bureau Rech. Géol. minière, 1963, N 15.
- Baker G. and Frostick A. L. Pisoliths and ooliths from some Australian caves and mines.— J. Sediment. Petrol., 1947, v. 17, N 2.
- Barbour E. H. Nature structure and phylogeny of *Daemonelix*.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1897, v. 8.
- Barbour G. B. The loess problem of China.— Geol. Mag., 1930, v. 67.
- Barbour G. B. Recent observations on the loess of North China.— Geogr. J., 1935, v. 36, N 1.
- Bartrum J. A. Concretions in the recent sediments of the Auckland Harbor, New Zealand.— Trans. and Proc. N. Zealand Inst., 1916, v. 49.
- Bassett H. Silification of rocks by surface waters.— Amer. J. Sci., 1954, v. 252, N 12.
- Bassler R. S. Concretions-freaks in stone.— Smithson. Rep. for 1935, 1936.
- Bates R. L. Occurrence and origin of certain limonite concretions.— J. Sediment. Petrol., 1938, v. 8, N 3.
- Beater B. E. Concretions and refractory deposits in some natal coastal soils.— Soil. Sci., 1940, v. 50, N 5.
- Bechhold H. Die Kolloide in Biologie und Medizin. Dresden, 1912 (5. Aufl.— Dresden und Leipzig, 1929).
- Behrmann W. Kalk-Krusten in Palästina und am Nordrande der Sahara.— Natur und Volk, 1936, Bd 66, H. 2.
- Bemmelen J. M. Über das Vorkommen, die Zusammensetzung und die Bildung von Eisenanhäufungen in und unter Mooren.— Z. anorg. Chem., 1900, Bd 22, H. 4.
- Bennett H. H. The important types of Cuban soils profiles.— Proc. and Papers I Internat. Congr. of Soil Sci., 1927. Commiss. V and VI, Miscellaneous Papers. Washington, 1927.
- Bennet H. H. and Allison R. V. The soils of Cuba. Washington, 1928.
- Blake K. P. Origin of orbicular and concretionary structure.— Trans. Amer. Inst. Mining Engrs, 1906, v. 36.
- Blanck E. Über Kalkkonkretionen.— Landwirtsch. Versuchsstationen, 1907, Bd 65.
- Blanck E. Über die Beschaffenheit der in norditalienischen Roterden auftretenden Konkretionen.— Mitt. Landwirtsch. Inst. Univ. Breslau, 1911, Bd 6, H. 3.
- Blanck E. Die Mediterran-Roterde (Terra rossa).— Handbuch der Bodenlehre, Bd III. Berlin, 1930a.
- Blanck E. Krustenböden.— Handbuch der Bodenlehre, Bd III. Berlin, 1930b.
- Blanck E., Gellmann W. Über die chemische Zusammensetzung einiger Konkretionen tropischer Böden.— Landwirtsch. Versuchsstationen, 1923, Bd 101, H. V—VI.
- Blanck E., Passarge S. Über die chemische Verwitterung in der ägyptischen Wüste.— Abhandl. Hamburg. Univ., 1925, Bd 18.
- Blanck E., Passarge S., Rieser A. Über Krustenböden und Krustenbildungen, wie auch Roterde, insbesondere ein Beitrag zur Kenntnis der Bodenbildungen Palästinas.— Chem. Erde, 1926, Bd 2.
- Blankenhorn M. Zur Geologie Palästinas und des ägyptischen Niltals.— Z. Deutsch. geol. Ges., 1910, Bd 53, H. 31.
- Blankenhorn M. Ägypten. In: Handbuch regionalen Geologie. Heidelberg, Bd 7, H. 93, 1921.
- Bloomfield C. The distribution of iron and aluminium oxides in gley soils.— J. Soil Sci., 1952, v. 3, N 2.
- Brandt Fr. Ein neuer Typ von Eisen-Tonerde-Phosphat-Vorkommen (Maranhao, Nordbrasilien).— Chem. Erde, 1932, Bd 7, H. 3.
- Branner J. C. The stone reefs of Brazil, their geological and geographical relations, with a chapter on the coral reefs.— Bull. Harvard Coll. Mus. Compar. Zool., Geol. Ser., 1904, v. 44, N 7.
- Branner J. C. Stone reefs on the Northeast coast of Brasil.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1905, v. 16.
- Brelie G., Teichmüller M.— Beiträge zur Geologie El Salvadors. III. Mikroskopische Beobachtungen an Mangrove-Sedimente aus El Salvador.— Neues Jahrb. Geol. und Paläontol., Monatsh., 1953, N 6.
- Brognart Al. Tableau des terrains qui composent l'écorce du globe ou essai sur la structure de la partie connue de la terre. Paris, 1829.
- Bruet E. Contribution à l'étude de certains concrétions des lacs et cours d'eaux de l'Amerique du Nord.— Bull. Soc. géol. France, Sér. 5, 1942, N 1—6.
- Bruet E. Formation fossile de Ctypéite dans la cordillère orientale des Andes de l'Equateur.— C. r. Soc. géol. France, 1947.
- Bryan W. H. Soil nodules and their significance. In: Sir Douglas Mawson Anniversary volume. Univ. of Adelaide, Adelaide, 1952.
- Buchanan H. A journey from Madras through the County of Nysore, Canare and Malabar. London, 1807.
- Buchanan J. G. Manganese nodules in Loch Fyne.— Nature, 1878, 18, N 467.

- Buchanan J. G.** On manganese nodules and their occurrence of the sea bottom.—*Chem. News*, 1881, v. 44.
- Buchanan J. G.** On the composition of oceanic and littoral manganese nodules.—*Trans. Roy. Soc. Edinburgh*, 1891, v. 36.
- Buchanan J. G.** On the occurrence of sulphur in marine muds and nodules and its bearing on their mode of formation.—*Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, 1892, v. 18.
- Bülow K.** Zur Geologie des Ortsteins.—*Geol. Rundschau*, 1934, Bd 25, H. 4.
- Bülow K.** Entstehung der alluvialen Eisenerzlagerstätten Mecklenburgs.—*Arch. Lagerstättenforsch.*, 1949, H. 79.
- Cailleux A.** Concrétions quartzéuses d'origine pédologique.—*Bull. Soc. géol. France*, sér. 5, 1948, t. 17.
- Campbell J. M.** Laterite, its origin, structure and minerals.—*Mineral. Mag.*, 1917, v. 17.
- Cayeux L.** The phosphate nodules of Agulhas Bank.—*Ann. South African Mus.*, 1934, v. 31.
- Cayeux L.** Causes anciennes et causes actuelles en géologie. Paris, 1941.
- Choubert G.** et al. Essai de classification du Quaternaire continental du Maroc.—*C. r. Acad. Sci. Paris*, 1956, t. 243, N 5.
- Chruch A. H.** Manganese in the sea.—*Mineral. Mag.*, 1877, v. 1.
- Clarke J. M.** The water biscuit of Squaw Island, Canandaigua Lake, N. Y.—*Bull. N. Y. St. Mus.*, 1900, v. 8, N 39.
- Collet L. W.** Les concrétions phosphatées de l'Aghula Bank (Cape of Good-Hope). Avec une note sur la glauconie qu'elles contiennent, par G. W. Lee.—*Proc. Roy. Soc. Edinburgh*, 1905, v. 25.
- Coque R.** Morphologie et croûte dans le Sud Tunisien.—*Ann. géogr.*, 1955, t. 64, N 345.
- Cornu F., Leitmeier H.** Über Analoge Beziehungen zwischen den Mineralen, dem Opal, Chalcedon, dem Stilphosiderit, Hämatit und Psilomelanreihe.—*Z. Chem. und Industrie d. Kolloide*, 1909, Bd. 4, H. 6.
- Crompton E.** Some morphological features associated with poor soils drainage.—*J. Soil Sci.*, 1952, v. 3, N 2.
- Davis Ch. A.** A contribution to the «Natural history of marl».—*J. Geol.*, 1900a, v. 8, N 6.
- Davis Ch. A.** A remarkable marl lake.—*J. Geol.*, 1900, v. 8, N 6.
- Davis Ch. A.** A second contribution to the «Natural history of marl».—*J. Geol.*, 1901, v. 9.
- Debelmas Jack., Michel Rob.** Silification par altérations climatique dans les séries alpines.—*Trav. Lab. géol. Fac. sci. Univ. Grenoble*, 1961, t. 37.
- Debyser J.** Contribution à l'étude des sédiments organiques de la mer Baltique.—*Relation entre le pH, le Eh et la diagenèse*.—*Rev. Inst. franç. pétrole*, 1957, t. 12, N 1.
- Deecke W.** Einige Beobachtungen am Sandstrand.—*Zbl. Mineral.*, 1906, N 23.
- Deger E.** Die Bildung von «Talpetate»-Bodenkunde und Pflanzennahrung. Bd 21/22 (66/67). Berlin, 1940.
- D'Hoore J.** The description and classification of free sesquioxide accumulations zones.—*Trans. V Internat. Congr. Soil Sci. vol. IV, Leopoldville*, 1954.
- Dietz R. S.** Manganese nodules on the northeast Pacific sea floor.—*Californ. J. Mines and Geol.*, 1955, v. 51, N 3.
- Dietz R. S., Emery K. O., Shepard F. P.** Phosphorite deposits on the sea floor of Southern California.—*Bull. Geol. Soc. Amer.*, 1942, v. 53.
- Drosdoff M. and Nikiforoff C.** Iron manganese concretions in Dayton soils.—*Soil Sci.*, 1949, v. 49, N 5.
- Durand J.** Les croûtes calcaires et gypseuses en Algérie: formation et âge. *Bull. Soc. géolog. France*. 7 sér., t. V, N 6.
- Durand J. H.** Les croûtes calcaires s. l. d'Afrique du Nord étudiées à la lumière de la bio-rhexistase.—*Publ. pédol. et argol. Gouv. général Algérie. Sér. 1*, 1956, N 4.
- Eardly A. J.** Sediments of Great Lake.—*Utah Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 1938, v. 26, N 10.
- Eardly A. J. and Stringham B.** Selenite crystals in the clays of Great Salt Lake.—*J. Sediment. Petrol.*, 1952, v. 22, N 4.
- Edinger T.** Die Konkrement-Steine der Wirbeltiere als potentielle Fossilien.—*Geol. Rundschau*, 1933, Bd 23.
- Ehrenberg K.** Untersuchungen über morpholithische Bildungen zur Erklärung der Bildungsgesetze der Augen- und Brillensteine aus dem Kreidefelsen von Oberägypten.—*Ber. über die zur Bekanntmachung geeigneten Verhandl. K. Preuß. Akad. Wiss. Berlin*, 1840.
- Emery K. O.** Ironstone concretions and beach ridges of San Diego County, California.—*Calif. J. Mines and Geol.*, 1950, 46, N 2.
- Emery K. O.** The sea of Southern California. A modern habitat of petroleum. N. Y.—London, 1960.
- Emery K. O., Butcher W. S., Gould H. R. and Shepard F. P.** Submarine geology of San Diego, California.—*J. Geol.*, 1952, v. 60.
- Emery K. O. and Cox D.** Beachrock in the Hawaiian Islands.—*Pacif. Sci.*, 1956, v. 10.
- Emery K. O. and Dietz R. S.** Submarine phosphorite deposits of California and Mexico.—*Calif. J. Mines and Geol.*, 1950, v. 46, N 1.

- Emery K. O. and Foster I. F. Water tables in marine beaches.— J. Marine Res., 1948, v. 7.
- Emery K. O. and Rittenberg S. C. Early diagenesis of California basin sediments in relation to origin of oil.— Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol., 1952, v. 36, N 5.
- Emery K. O. and Shepard F. P. Lithology of the sea floor of Southern California.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1945, v. 56.
- Emery K. O., Stevenson R. E. and Hedpeth J. W. Estuaries and lagoons.— In: Treatise on marine ecology and paleoecology. Vol. I. Ecology.— Mem. Geol. Soc. Amer., 1957, N 67.
- Erdmann A. Einige Beobachtungen über sogenannten Marlekor Schwedens.— Neues Jahrb. Mineral. Geol. und Paleontol., 1850.
- Erhart H. Sur les terres à nodules calcaires et a pisolithes ferrogineux du Delta central nigerien.— C. r. Acad. Sci. Paris, 1943, t. 217.
- Etheridge R. and McCulloch A. Sub-fossil crustaceans from the coast of Australia.— Austral. Mus. «Records», 1916, v. 2.
- Fedoroff N. Les croûtes et les encrustements calcaires dans le Midi Mediterranien français.— Rev. géogr. phys. et géol. dynam., 1961, t. 4, N 1.
- Finlay H. J. and Denson W. N. A post-tertiary microfauna in a concretion containing *Cancer Novae-Zelandiae*.— Trans. Roy. Soc. N. Zealand, 1950, v. 78.
- Fischer Th. Schwarzerde und Kalkkruste in Marokko.— Z. prakt. Geol., 1910, Bd. 18.
- Fourmarier P. Principes de géologie. 3 ed. T. 1. Paris, 1949; t. 2, Paris, 1950.
- Fox C. S. Bauxite and aluminous laterite. Ch. V—VI. London, 1932.
- Fowler E. D. Iron accumulation in soils of the coastal plain of the southeastern United States.— Proc. and Papers, I Internat. Congr. of Soil Science, 1927. Commission V, VI. Washington, 1928.
- Freise F. W. Untersuchungen am Schlick der Mangroveküste Brasiliens.— Chem. Erde, 1937, Bd 11, H. 3.
- Frennguelli G. Sulle concrezioni calcares in torno alle radici vegetali viventi.— Bull. Soc. geol. ital., 1926, v. 45.
- Fosterus B. Beitrag zur Kenntnis der Bodenbildung in der humiden Gegenden.— Internat. Mitt. Bodenkunde, 1913, Bd 3, H. 2/3.
- Fuchs Th. Über einige von der Österreichischen Tiefsee-Expedition S. M. Schiffes «Pola» in bedeutenden Tiefen gedreschte cylindrik-ähnliche Körper und deren Verwandtschaft mit Gyrolithes — Bericht der Commission für Erforschung des östlichen Mittelmeers, N 10.— Denkschr. Kais. Akad. Wiss., math.-naturwiss. Kl., 1894, Bd 61.
- Fuchs Th. Kritische Bemerkungen zu Dr. Natterer's «Chemisch-geologische Tiefseeforschungen».— Mitt. Geogr. Ges., Wien, 1900, Bd 43.
- Gaucher G. Sur certains caractères des croûtes calcaires en rapport avec leur origin.— C. r. Acad. Sci., 1948a, t. 227.
- Gaucher G. Sur quelques conditions de formation des croûtes calcaires.— C. r. Acad. Sci. Paris, 1948b, t. 227.
- Geinitz E. Kolloiderscheinungen in Konkretionen.— Zbl. Mineral., 1912.
- Gieseke F. Subtropische Schwarzerden.— In: Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blank, Bd III. Berlin, 1930.
- Gigout M. Sur le mode de formation des limons et croûtes calcaires au Maroc.— C. r. Acad. Sci. Paris, 1958, t. 247.
- Gigout M. Sur la genèse des croûtes pleistocènes en Afrique du Nord.— C. r. Soc. géol. France, 1960, fasc. 1.
- Ginsburg R. N. Beachrock in South Florida.— J. Sediment. Petrol., 1953, v. 23.
- Gobert E. G. et Harson L. Les dépôts littoraux de Monastir (Tunisie) et leurs divers facies.— Actes IV Congr. internat. Quaternaire, 1953. Roma, 1956.
- Graber H. V. Eisenreiche Konkretionen aus dem Quadersandstein der nordbömischen Kreideplatten.— Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paleontol., 1908, Bd 25.
- Grange L. I. Ironstone soils of North Auckland.— N. Zealand J. Sci. and Technol., 1934, v. 16.
- Gregorio A. Su talune rizoconcrezioni.— Boll. Soc. geol. ital., 1926, v. 13, N 45.
- Grippenberg S. A study of sediments of the North Baltic and adjoining seas.— Fennia, 1934, Bd 60, N 3.
- Gümbel C. W. Die am Grunde des Meeres vorkommenden Manganknollen.— Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., 1878, Bd. 2; Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paleontol., 1878.
- Haas F. Perlenbildung.— Senckenbergiana, 1932, Bd 14.
- Harmsen G. W. Observations on the formation and oxidation of pyrite in the soil.— Plant and Soil, 1954, v. 5, N 4.
- Harrassowitz H. Laterit. Material und Versuch erdgeschichtlicher Auswertung.— Fortschr. Geol. und Paläontol., 1926, Bd 4.
- Harrassowitz H. Boden der tropischen Regionen. In: Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blanck, Bd III, Berlin, 1930.

- Helbig M. Ortstein im Gebiete des Granites.—Naturwiss. z. Forst- und Landwirtschaft, 1909a, Jg. 7.
- Helbig M. Zur Entstehung des Ortsteins. 1909b. Jg. 7.
- Helland-Hansen B., Murray S., Hermann P. Beiträge zur Geologie von Deutsch-Südwestafrika. II. Die chemische und petrographische Beschaffenheit der Kalahari Kalke, sowie ihre Fossilführung.—Z. prakt. Geol., 1910, Bd. 18.
- Hermann P. Beitrag zur Geologie von deutscher Südwestafrika. II—Z. prakt. Geol. 1909, Bd 17.
- Hess E. L. Oolites or cave pearls in the Carlsbad caverns.—Proc. U. S. Nat. Mus., 1929—1930, v. 76, N 2813.
- Hilger A. Zur chemischen Zusammenstehung der Lößbildungen.—Landwirtsch. Versuchst., 1875, Bd 18.
- Hummel K. XX Sedimente indonesischer Süßwasserseen.—Arch. Hydrobiologie, Stuttgart, 1931, Suppl.-Bd VIII (Tropische Binnengewässer), H. 4.
- Irvine R., Gibson J. Manganese deposits in marine muds.—Proc. Roy. Soc. Edinburgh (1890—1891), 1892.
- Jenny H. Hochgebirgshöden. In: Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blanck. Bd III. Berlin, 1930.
- Jenny H.—Origin of soils.—In: Applied sedimentation. A. Symposium, ed. by P. D. Trask. 1950.
- Jessup R. W. The lateritic soils of the south-eastern portion of the Australian arid zone.—J. Soil Sci., 1960, v. 11, N 1.
- Jimbo K. The siliceous oolites of Tategame, Etchu Province.—Beitr. Mineral. Japans, 1905, N 1.
- Jones E. Examination of nodular stones obtained by travelling of Colombo «Records».—Geol. Survey India, 1888a, v. 21, N 1.
- Jones E. J. Nodular stones obtained by travelling of Colombo in 675 fathoms of water. Natural history notes from Indian marine survey steamer «Investigator».—J. Asiatic Soc. Bengal, 1888, 61, v. II.
- Johnson J. Calcareous algae and algae limestones from the Mississippian of Central Colorado.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, v. 50, N 12.
- Johnson J. H. Lime-secreting algae and algae limestones from the Pennsylvanian of Central Colorado.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, v. 51, N 4.
- Johnstone T. J. Note on the occurrence of lime-stone nodules containing cement stone fossils in glacial deposits near Moffat.—Trans. Edinburgh Geol. Soc., 1909, v. 7.
- Joshimura S. Contributions to the knowledge of iron dissolved in lake waters of Japan. Second Report.—Japan. J. Geol. and Geogr., 1936, v. 13, N 1—2.
- Kaiser E. Kaolinisierung und Verkieeslung als Verwitterungs-Vorgänge der Namibwüste.—Z. Krystallogr.; 1923, Bd 68.
- Kaiser E. Die Diamantenwüste Südwestafrikas. Berlin, 1926.
- Kalkowski E. Die Verkieeslung der Gesteine in der nordlichen Kalahari.—Sitzungsber. und Abhandl. Naturwiss. Ges. Isis, 1901—1902.
- Katzer F. Ein eigentümliches Manganerz des Amazonasgebietes.—Österr. Z. Berg- und Hüttenwesen, 1898, Jg. 47.
- Kawaguchi K., Matsu O. Y. The principle of mobilization and immobilization of iron oxide in soils and its application to the experimental production of podzolic soil profiles.—Trans. of 7-th Internat. Congr. of Soil Sci., vol. 4. Amsterdam, 1961.
- Kellog Ch. Tropical soils.—Trans. of 4-th Internat. Congr. of Soil Sci., vol. 1, Graningen, 1950.
- Kemp A. Pisolites formed from the oilfield water of the Sulingfield, Caldwell County, Texas.—J. Sediment. Petrol., 1959, v. 29, N 4.
- Kindle E. M. Range and distribution of certain types of Canadian Pleistocen concretions.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1923a, v. 34.
- Kindle E. M. The physical and biological characteristics of certain types of marlyte balls from Manitoba and Michigan.—Trans. Roy. Soc. Canada, 1923b, v. 17, Sect. 4.
- Kindle E. M. A note on rhizoconcretions.—J. Geol., 1925, Chicago, vol. 33.
- Kindle E. M. Lacustrine concretions of manganese.—Amer. J. Sci., Ser. 5, 1932, v. 24, N 144.
- Kindle E. M. The occurrence of lake bottoms manganifereous deposits in Canadian lakes.—Econ. Geol., 1936, v. 31, N 7.
- King W. Concretions.—Geol. Mag., 1876, N. S., Dec. II, v. III.
- Kivinnen E. Zur Kenntnis der Eisenkarbonatvorkommisse in der Mooren Finlands. Z. Pflanzenernährung, 1936, Bd 45, N 1—2.
- Klähn H. Die Entstehung der Kalke in Süßwasserseen und Meeren.—Z. Deutsch. geol. Ges., 1925, Bd 77.
- Koenig F. F. R. A «Sawah» profile near Bogor (Java).—Contributions of the General Agricult. Res. Stat. Bogor. Indonesia. Bogor, 1950.
- Kört W. Meeresstudien und ihre Bedeutung für den Geologen.—Naturwiss. Wocheschr., 1904, N. F., Bd. 3 (19).

- Kört W.** Der Krusteneisenstein in den deutsch-afrikanischen Schutzgebieten, besonders in Togo und im Hinterland von Tanga. Berlin, 1916. (Beitr. zur geol. Erforsch. der Deutsch. Schutzgebiete, H. 13).
- Krusch P.** Über das Vorkommen und Entstehung des Weiß-Eisenerzes, eines neuen bauwürdigen Eisenrohstoffes.— Stahl und Eisen, 1922a, Bd 42, N 46.
- Krusch P.** Über das Vorkommen und die Entstehung des Weiß-Eisenerzes, eines neuen bauwürdigen Eisenrohstoffes.— Z. Deutsch. geol. Ges., 1922b, Bd 74.
- Krusch P.** Weiß-Eisenerz und Raseneisensteinerz.— Stahl und Eisen, 1932, Bd 52, N 7.
- K u k u k P.** Über Torfdolomite in den Flöten des Niederreinischwestfälischen Steinkohlenablagerung.— Glückauf, 1909, Bd 45.
- K u k u k P.** Das Nebengestein der Steinkohlenflöte im Ruhrbezirk.— Glückauf, 1924, Bd 60.
- K u k u k P.** Geologie des Niederrheinisch-westfälischen Steinkohlengebietes. Berlin, 1938.
- K u m m A.** Zur Klassifikation und Terminologie der Sphaerite.— Z. Deutsch. geol. Ges., 1926, Bd 78, H. 1.
- Laitakari A.** Imatran kivistä.— Uusi Suomi, 1929, N 183.
- Lang R.** Rezente Bohnerzbildung auf Laterit. Entstehung fossiler Bohnerze — Zbl. Mineral., 1914.
- Lang R.** Die klimatische Bildungsbedingungen des Laterits.— Chem. Erde, 1915a, Bd 1, H. 2.
- Lang R.** Über die Bildung von Bodentypen.— Geol. Rundschau, 1915b, Bd 6.
- Leinz V.** Alunit-Diaspor-Neubildungen in liparitischen Tuffen von Sumatra.— Geol. Rundschau, 1933, Sonderbd.
- Liesegang R. E.** Die Lemniskatenform der Imatrasteine.— Zbl. Mineral., 1912.
- Liesegang R. E.** Geologische Diffusionen. Dresden und Leipzig, 1913.
- Link G. und Köhler E.** Über Torfdolomite.— Chem. Erde, 1934, Bd 86.
- Ljungsren P.** Some data concerning the formation of manganiferrous and terriferrous bog ores.— Geol. fören. i Stockholm förhandl., 1953, bd 75.
- Love L. G., Murray I. W.** Biogenic pyrite in recent sediments of Christchurch Harbour, England.— Amer. J. Sci., 1963, v. 261, N 5.
- Lundquist G.** Bodenablagerungen und Entwicklungstypen der Seen.— Binnengewässer, 1927, Bd 2.
- Manheim F. T.** A geochemical profile in the Baltic Sea.— Geochim. et Cosmochim. Acta, 1961, v. 25.
- Marbut C. F.** Morfology of laterites.— Proc. 2-nd Internat. Congr. Soil Sci. Moscow, 1932, v. V.
- Mathews A. A.** Origin and growth of the Salt Lake oolites.— J. Geol. 1930, v. 38.
- Mawson D.** Some South Australian algal limestones in process of formation.— Quart. J. Geol. Soc., London, 1929, v. 85, pt 4, N 340.
- Mayer A.** Bleisand und Ortstein. Landwirtschaft-Versuchsstationen. Berlin, 1903, Bd 58.
- Mayer A.** Über die Humussäuren des Bleichsand und des Ortsteins. Landwirtschaft-Versuchsstationen, Berlin, 1904, Bd 60.
- Meinardus W.** Arktische Böden. In: Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blanck. Bd III. Berlin, 1930.
- Meyn L.** Riffsteinbildung im Kleinen an der Deutschen Nordseeküste.— Z. Deutsch. Geol. Ges., 1856, Bd 8, H. 1—4.
- Mohr E. C. J., Van Baren F. A.** Tropical soils. Hagus — Bandung — N.-Y.— London, 1954 (2-е изд. 1959).
- Molengraaf G. A. F.** Manganese concretions in Mesozoic deep-sea deposits of Borneo, Timor and Rotti.— Verhandl. K. akad. wet., 1915, deel 23.
- Moore E. D.** The occurrence and origin of some bog iron deposits in the district of Thunder Bay, Ontario.— Econ. Geol., 1910, v. 5.
- Morgan J. K. and Treadwell R. C.** Cemented sandstone slabs of the Chandeleur Islands, Louisiana.— J. Sediment. Petrol., 1954, v. 24, N 2.
- Morrison C. A., Sothers D.** The solution and the precipitation of iron in the formation of iron pan.— J. Agric. Sci., 1914, vo. 6.
- Mortenson H.** Die Wüstenböden. In: Handbuch der Bodenlehre, herausg. v. E. Blanck, Bd III. Berlin, 1930.
- Murray J., Chumley S.** The deep sea deposits of the Atlantic Ocean.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1924, v. 64.
- Murray J., Hjort J.** The depths of the ocean. London, 1912.
- Murray J., Irvine L. R.** On the manganese oxides and the manganese nodules in marine deposits.— Trans. Roy. Soc. Edinburgh, 1894, v. 37, pt IV.
- Murray J., Phillippi E.** Die Grundproben der Deutschen Tiefsee Expedition 1898—1899 auf dem Dampfer «Valdivia». In: Wiss. Ergebnisse d. Deutschen Tiefsee Expedition, Bd. 10 (Taf. XVI—XXII).
- Murray J., Renard A. F.** Report on the deep sea deposits, based on the specimens collected during the voyage of H.M.S. «Challenger», in the years 1872 to 1876.— Rep. on the scient. results of the voyage of H.M.S. «Challenger», 1873—1876. London, 1891.

- Natterer K.** Chemische Untersuchungen in östlichen Mittelmeer, 1890—1892. Ber. Commiss. für Beforsch. des östlichen Mittelmeeres. III, IV, VII.—Denkschr. Kais. Akad. Wiss. Wien, 1892, Bd 59; 1893, Bd 60; 1894, Bd 61.
- Natterer K.** Chemisch-geologische Tiefseeforschung-Expedition der Schiffe «Pola» und «Taurus» in das Östliche Mittelmeer, Marmorsmeer und Rote Meer.—Geogr. Z., 1899, Bd 5.
- Naumann C. F.** Lehrbuch der Geognosie. Bd I. Leipzig, 1858.
- Naumann E.** Über die Seeerzbildungen der Spree in der Nähe von Berlin.—Arch. Hydrobiol., 1922a, Bd 13.
- Naumann E.** Über die See- und Sumpferze Süd- und Mittelschwedens.—Sver. geol. undersökn. Arosbok, 1922b, Bd. 13.
- Naumann E.** Die Bodenablagerungen des Süßwassersees. Eine einführende Übersicht.—Arch. Hydrobiol., 1926, Bd 13.
- Naumann E.** Einführung in die Bodenkunde der Seen.—Binnengewässer, 1930, Bd 9.
- Naumann E.** Grundzüge der regionalen Limnologie.—Binnengewässer, 1932, Bd 11.
- Nemec A.** Untersuchungen über degradierte Waldböden unter Berücksichtigung der Ernährungsstörungen wuchsstockender Holzbestände.—Bodenkunde und Pflanzennähr. 1940, Bd 21/22.
- Nevres K., Zworykin I. und Saul P.** Beiträge zur Kenntnis der Salzböden Griechenlands. Bodenkunde und Pflanzennähr., 1940, Bd 21/22.
- Newell N. D., Purdy E. G., Imbrie I.** Bahamian oolitic sand.—J. Geol., 1960, v. 68, N 5.
- Nichols H. W.** Nodules from the Challenger and Argus Banks in the Atlantic Ocean.—Publ. Mus. Columbian Field, Geol. Ser., 1906, N 3.
- Niino H.** Concretions and pseudoconcretions dredged from the sea bottom around Japan.—J. Imp. Fisch. Inst., Tokyo, 1931, v. 30, N 2.
- Nikiforoff C. C.** General trends of the desert type of soil formation.—Soil Sci., 1937, v. 34, N 2.
- Obeng H. B. and Quagraine K. A.** Characteristics of some latosols and associated soils from the Northwestern Savannah zone of Ghana, West Africa.—Trans. 7-th Internat. Congr. Soil Sci. Commiss. V. Amsterdam, 1961.
- Ohle W.** Entstehung und Zusammensetzung der Röhrengesteine des Großen Plöner Sees.—Geol. Rundschau, 1934a, Bd 25, N 4.
- Ohle W.** See-erzen, Rostrohren und verwandte Konkretionen.—Geol. Rundschau, 1934b, Bd 25.
- Onorate E.** Sullo pelagosite della isole tremiti nell. Adriatica.—Boll. Soc. geol. ital., 1926, v. 45, fasc. 1.
- Ottmann Fr.** Une hypothèse sur l'origine des «arrécifes» du Nord-Est Brésilien.—C. r. Soc. géol. France, 1960, fasc. 7.
- Pantin H. M.** Rate of formation of a diagenetic calcareous concretion.—J. Sediment. Petrol., 1958, v. 28, N 3.
- Parrott M.** Recherches physiques sur les pierres d'Imatra.—Mém. Acad. Sci. St.-P., Sér. VI, 1840a, t. 5, pt 2; t. 3 livr. 5—6.
- Parrott M.** Recherches physiques sur les pierres d'Imatra. Extrait.—Bull. scient. Acad. Sci. St.-P., Sér. 6, 1840b, t. VI, N 13.
- Parrott M.** Observations sur la note de M. Virlet d'Aoust, insérée dans le Bulletin de la Société géologique de France.—Bull. Soc. géol. France, Sér. 2, 1847, t. 4, partie 2.
- Paquereau M. M.** Tourbes et forêt fossile du littoral de Lacanéan-Océan (Gironde).—C. r. Soc. géol. France, 1960, fasc. 6.
- Passarge S.** Die Kalahari. Berlin, 1904.
- Passarge S.** Verwitterung und Abtragung in den Steppen und Wüsten Algeriens.—Berhandl. des 17. Deutsch. Geographentag, Lübeck, 1909. Berlin, 1910.
- Peake R. W.** On the survey by the S. S. «Britania» on the cable route between Bermuda, Turk's Islands and Jamaica with descriptions by J. Murray of the marine deposits brought home.—Proc. Roy. Soc. Edinburgh, 1900, v. 22.
- Petterson H.** Manganese nodules and the chronology of the Ocean floor.—Göteborgs Kungl. vet.-och vitterhät. —saml. handl. 1943, Ser. B, Bd. 2, N 8.
- Pettijohn F. J.** Archean metaconcretions of Thunder Lake. Ontario.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1940, v. 51, N 12.
- Pettijohn F. J.** Sedimentary rocks. N. Y., 1949.
- Philippi E.** Über Dolomitbildung und chemische Abscheidung von Kalk in heutigen Meeren.—Neues Jahrb. Mineral., 1907, Festband.
- Pia J.** Die rezenten Kalksteine. Leipzig, 1933a.—Z. Kristallogr., Mineral. und Petrographie, Abt. B, N. F., 1933a, Ergänzungsbd.
- Pia J.** Kohlensäure und Kalk. Einführung in das Verständnis ihres Verhaltens in der Binnengewässern.—Binnengewässer, 1933b, Bd. 13.
- Pimienta J.** Les nodules de tuf et la formation actuelle de croutes calcaires dans les environs de Tunis.—C. r. Soc. géol. France, 1950, N 12.
- Prat Silv.** Studie o biolithogenesi. Vapenité rasy a Cyanophyceae a jejich významí při tvorení travertinú. Praha, 1929.
- Pratje O.** Recente marine Eisenooide aus der Nordsee.—Zbl. Mineral. Abt. B, 1930, N 8.

- Prescott I. a. Pendleton K.** Laterite and lateritic soils.— Commonwealth Bureau of Soil Science, Techn. commun., 1952, N 47.
- Price J. W.** A new locality for calcareous concretions.— Proc. Pennsylvania Acad. Sci., 1948, v. 22.
- Prior G. T.** Report on specimens of mud etc. from the bottom of lake Nyassa obtained by lieutenant E. L. Rhoades during sounding operations in 1900 and 1901.— Geogr. J., 1902, v. 22.
- Pusirewsky P.** Neue Fundorte der Morpholite in Finnland.— Verhandl. Ges. Mineral. Petersburg, 1862.
- Ramann E.** Bildung und Kultur des Ortsteins.— Z. Forst- und Jagdwiss., 1886, N 1.
- Ramann E.** Der Ortstein und ähnliche Sekundärbildungen in den Diluvial- und Alluvialsanden.— Jahrb. Preuß. Geol. Landesanst., 1885.
- Ramann E.** Bodenkunde. Berlin, 1911.
- Ranson G.** La consolidation des sédiments calcaires dans les régions tropicales.— C. r. Acad. Sci. Paris, 1955, v. 240.
- Redmond C. E., McClelland J. E.** The occurrence and distribution of lime in calcium carbonate solonchak and associated soils of eastern North Dakota.— Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1959, v. 23, N 1.
- Reifenberg A.** Die Bodenbildung im südlichen Palästina in ihrer Beziehung zu den klimatischen Faktoren des Landes.— Chem. Erde, 1927, Bd 3.
- Revelle R. and Emery K. O.** Barite concretions from the ocean floor.— Bull. Geol. Soc. Amer., 1951, v. 62.
- Rimann E.** Zur Entstehung von Kalaharisand und Kalaharikalk, insbesondere der Kalkspalten.— Zbl. Mineral., 1914.
- Riquier J.** Les phytolithes de certains sols tropicaux et des podzols.— Trans. of 7-th Internat. Congr. Soil. Sci. Madison, Wisc., USA, 1960. Vol. 4. Amsterdam, 1961.
- Riviere A., Vernhet S.** Oolites actuelles ou subactuelles dans l'étang de la Palme (Aude).— C. r. Acad. Sci. Paris, 1959, v. 249, N 23.
- Roques H.** Observations physico-chimiques sur les eaux d'alimentation de quelques concrétions.— Ann. spéléol., 1963, t. 18, fasc. 4.
- Rogers L. E. R., Quirk J. P. and Norrish K.** Occurrence of an aluminium-sepiolite in a soil having unusual water relationships.— Soil Sci., 1956, V. 7, N 1.
- Rousseau J.** The part played by some tidal plants in the formation of clay rhizoccretions.— J. Sediment. Petrol., 1934, v. 4.
- Roy Sh. K., Wyant R. K.** Freshwater limestone from the Torola-Valley northeastern El Salvador.— Fieldiana. Geol., 1953, v. 10, N 16.
- Ruger L.** Das Bodenprofil. In: Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blanck. Bd. V, Berlin, 1930.
- Rusnak G. G. A.** Some observations of recent oolites.— J. Sediment. Petrol., 1960, v. 30, N 3.
- Russel T. C.** A geological reconnaissance in central Washington.— U.S. Geol. Surv. Bull., 1893, N 108.
- Ruttner F.** Hydrographische und hydrochemische Beobachtungen auf Java, Sumatra and Bali.— Arch. Hydrobiol., Suppl.— Bd. 8, H. 2, 1931.
- Salmi Martti.** Imatrones in the glacial clay of Vuolen Koski.— Bull. Comiss. géol. Finlande, 1959, N 186.
- Salvetat A.** Analyse d'une pierre nodulaire d'Imatre, en Finland.— Bull. Soc. géol. France, Sér. 2, 1847, t. 3.
- Schade H.** Zur Entstehung der Harnsteine und ähnliche konzentrisch geschichteten Steine organischen und anorganischen Ursprungs.— Z. Chem. und Industrie der Kolloide, 1909, Bd 14.
- Schade H.** Über Konkrementbildungen beim Vorgang der tropfigen Entmischung von Emulsions — Kolloiden.— Kolloidchem. Beih. 1910a, Bd 1.
- Schade H.** Zur Genese der Gallensteine.— Z. exp. Pathol., und Therapie, 19106, H. 3.
- Schmiedle W.** Postglaziale Ablagerungen in nordwestlichen Bodenseegebiet.— Neues Jahrb. Mineral., Geol. und Paleontol., 1910.
- Schucht F.** Über das Vorkommen von Bleicherde und Ortstein in den Schlickböden der Nordseemarschen.— Internat. Mitt. Bodenkunde, 1913, Bd 3.
- Scholl D. W.** Pleistocene algal pinnales at Searles Lake, California — J. Sediment. Petrol. 1960, v. 30, N 3.
- Scriver K. B.** Laterite.— Geol. Mag., 1930, v. 67, N 787.
- Senff F.** Die Humus, Marsch-, Torf- und Limonitbildungen als Erzeugungsmittel neuer Erdrindelage. Leipzig, 1862.
- Shaler N. S.** Sea-coast swamps of the Eastern United States.— Sixth Ann. Rep. of the U.S. Geol. Survey to the Secretary of the Interior, Accompanying Papers, Washington, 1885.
- Shaler N. S.** General account of the fresh-water morasses of the United States with a description of the Dismal Swamp district.— Tenth Ann. Rep. of the U.S. Geol. Survey, pt I, Geology, Washington, 1890.
- Schlichting E.** Die Phosphat- und Molybdatbindung in raseneisensteinhaltigen Bodenprofilen.— Z. Pflanzenernähr., Düng. Bodenkunde, 1960, Bd 90 (135), H. 3.

- Shaw C. Profil development and the relationship of soils in California.—Proc. and Papers of I Internat. Congr. of Soil Sci., 1927, Commiss. V and VI. Washington, 1927.
- Shepard F. P. and Moore D. C. Central Texas coast sedimentation; characteristics of sedimentary environment, recent history and diagenesis.—Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geologists, 1955, v. 39.
- Sherman G. D. and Alexander L. T. Characteristics and genesis of low humic latosols.—Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1959, v. 23.
- Sherman G. D., Fujidocka J. and Fukimoto G. Titaniferrous-ferruginous laterite of Meyer Lake, Molokai, Hawaii.—Pacif. Sci., 1955, v. 9, N 1.
- Sherman G. D., Kanehiro Y. Original development of ferruginous concretions in Hawaiiian latosols.—Soil Sci., 1954, v. 77, N 1.
- Sherman G., Kanehiro Y. and Matsusaka Y. The role of dehydration in development of the laterite crust.—Pacif. Sci., 1953, v. 7.
- Sherman G. P. and Thiel G. A. Dolomitization in glacio-lakustrine silts of Lake Agassiz.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1939, v. 50, N 10.
- Shipek C. J. Photographic views of the deep sea floor useful keys to the past, present and future.—Preprints Internat. Oceanogr. Congr. Washington, 1959.
- Skinner H., Catherine W. Precipitation of calcium dolomites and magnesian calcites in the southeast of south Australia.—Amer. J. Sci., 1963, v. 261, N 5.
- Smith G. D. Intrazonal soils: a study of some solonetz-like soils found under humid conditions.—Soil Sci. Soc. Amer. Proc., 1937, v. 2.
- Smith L. L. Hollow ferruginous concretions in South Carolina. J. Geol., 1948, v. 56, N 3.
- Sommermeier L. Neue Ooide.—Z. Deutsch. geol. Ges., 1914, Bd 66, H. 1 (Abhandlungen).
- Sorby H. C. Concretions.—Quart. J. Geol. Soc. London, 1908, v. 64.
- Stappf F. M. Über die Entstehung der Seerzer.—Z. Deutsch. geol. Ges., 1866, Bd 18, H. 1.
- Stearns H. T. Pleistocene ashore lines on the islands of Oahu and Maki, Hawaii.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1935, v. 46, N 12.
- Storz M. Zur Petrogenese der sekundären Kieselgesteine in der südlichen Namib.—In: E. Kaiser. Die Diamantenwüste Südwestafrikas. Berlin, 1926.
- Storz M. Die sekundäre authigene Kieselsäure in ihrer petrographisch-geologischen Bedeutung. Berlin, 1931.
- Stow M. H. Calcareous concretions in streams near Lexington, Virginia.—Amer. J. Sci., Ser. 5, 1930, v. 20, N 117.
- Straaten L. M. J. U. van. Composition and structure of recent marine sediments in the Netherlands.—Leidse geol. meded., 1954, deel 19, 1955.
- Straaten L. M. J. U. van. Recent sandstones on the coasts of the Netherlands and of the Rhona delta.—Geol. en mijnbouw, N. S., 1957, deel 19, N 6.
- Stremme H. Die Umlagerung der Sesquioxide in den Waldböden (Entstehung von Orstein und Laterit).—Kolloid-Z., 1917, Bd 20.
- Stremme H. Die Bleicherwaldböden oder podzoligen Böden.—In: Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blanck. Bd III. Berlin, 1930a.
- Stremme H. Die Böden Deutschlands. In: Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blanck. Bd. V. Berlin, 1930b.
- Stremme H. Die Braunerde. In: Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blanck. Bd. III. Berlin, 1930b.
- Stremme H. Die Prärieböden. In: Handbuch der Bodenlehre, herausg. von E. Blanck. Bd. III. Berlin, 1930 r.
- Sujkowski Z. L. Average chemical composition of the sedimentary rocks.—Amer. J. Sci., 1952, v. 250.
- Taber St. Frost heaving.—J. Geol., 1929, Bd 37, N 5.
- Taber St. The mechanics of frost heaving.—J. Geol., 1930, v. 38, N 4.
- Takimoto T. The siliceous oolites of Sankyō, Ugo province.—Beitr. Z. Mineral. Japan, 1906, N 2.
- Tarr W. A. Concretions in the Champlain Formation of the Connecticut River Valley.—Bull. Geol. Soc. Amer., 1933, v. 46.
- Todd J. E. Concretions and their geological effects.—Bull. Geol. Soc. Amer. 1903, v. 14.
- Toulet M. J. Oceanographie (statique). Paris, 1890.
- Tsukunaga K. Studies on the formation of iron concretions in Manchuria soils.—Sci. Manchurian Roy. Agric. Exp. Res. Bull., 1932, v. 7, N 43.
- Vageler P. Ortsteinbildungen an der Küste der Kurischen Nehrung.—Naturwiss. Rundschau, XXI, Jg., 1906, N 35.
- Van Baren J. Profiles of limestone soils from the tropics.—Proc. and Papers of the I Internat. Congr. of Soil Sci., 1927. Commiss. V. and VI. Miscellaneous Papers. Washington, 1927.
- Vaughan Th. W. Preliminary remarks on the geology of the Bahama with special reference to the origin of the Bahamen und Floridian oolites (Papers from the Marine Biological Laboratory at Tortugas).—Carnegie Inst. Wash. Publ., 1914, N 182.

- Vlassoff P., Wheeting L.** Characteristics of certain soil profiles of southeastern Washington.— *Soil Sci.*, 1937, v. 44, N 1.
- Vogt J. K.** Über Manganwiesenerze und über das Verhältnis zwischen Eisen und Mangan in der See und Wiesenerzen.— *Z. prakt. Geol.*, 1906, Bd 14.
- Wadia D. M., Krishaw M. S., Mukerjee P. N.**— The geological foundation of the soils of India.— In: *Материалы к почвенной карте Азии. М.—Л.*, Изд-во АН СССР, 1935.
- Waksmund E.** Lakustrische Unterwasserböden (Seeablagerungen der nordlichen humiden Breiten). In: *Handbuch der Bodenlehre*, herausg. von E. Blanck. Bd V. Berlin, 1930.
- Waldschmidt E.** Wie sind die Lößpuppen entstanden? — *Zbl. Mineral.*, 1932.
- Wallerius J. G.** *Mineralogie*. 2. Aufl. Berlin, 1763.
- Walter Joh.** Laterit in Westaustralien.— *Z. Deutsch. geol. Ges.*, 1915, Bd 67, N 4.
- Waring G. A.** Reef formations of the northeast coast of Brazil.— *Amer. J. Sci.*, 1917, v. 37.
- Weeks L. G.** Environment and mode of origin and facies relationships of carbonate concretions in shales.— *J. Sediment. Petrol.*, 1953, v. 23, N 3.
- Weltner W.** Über den Tiefenschlamm, das Seeerz und über Kalksteinhöhlungen in Madüsee.— *Arch. Naturgesch.*, 1905, Bd 71.
- Wetzel W.** Die Salzbildungen der Chilischen Wüste.— *Chem. Erde*, 1928, Bd 3, H. 3—4.
- Winters E.** Ferromanganiferous concretions from some podzolic soils.— *Soil Sci.*, 1938, v. 46, N 1.
- Zworykin I. A.** Sur les concretions ferriques de quelques terres rouges de la Grece.— *Věst. Českoslov. akad. zeměděl.* 1934, ročn. 10.

ПРИЛОЖЕНИЯ

Таблица I

Состав аутигенных компонентов современных конкреций (в % от общего веса конкреций)

Группы конкреций	Географическое распространение	Количество анализов	Fe		Mn		Ca		P		Al		S		Mg	
			пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Ортзанды	Песчаные почвы лесной зоны умеренного пояса СССР, ГДР и ФРГ	32	0,54— 3,87	1,84	0,05— 0,42	0,11	0,007— 0,9	0,49	0,016— 0,33	0,15	Нет или очень мало	—	0,01— 0,02	0,015 (2 анализа)	0,003— 0,65	0,23
Ортштейны	Почвы лесной зоны умеренного пояса СССР, ГДР, ФРГ, США и др.	58	3,4— 26,3	10,0	0,23— 13,1	3,8	0,01— 1,3	0,5	0,1— 0,4	0,2	То же	—	0,2— 0,17	0,19 (3 анализа)	0,23— 1,88	0,55
Железистые конкреции в субтропических почвах лесной зоны	Почвы лесной зоны субтропиков: Закавказье, юго-восток США, Ю. Африка	17	4,34— 47,5	16,2	Следы —10,4	1,6	0,05— 1,5	0,7	0,002— 0,26	0,14	Очень мало	—	0,39— 1,00	0,71 (4 анализа)	0,12— 1,02	0,75 (4 анализа)
Железистые конкреции в тропических почвах	Почвы переменного влажных лесов и саванн: Ю. Америка, Куба, Африка, п-ов Индостан, Вьетнам	32	4,2— 62,0	30,3	Следы —10,3	1,3	Следы —3,1	0,6	0,01— 0,5	0,1	0,1— 20,2	3—4?	Следы —0,01	0,004	Следы —2,3	0,4
Все железистые конкреции в почвах (без ортзандов)	Почвы гумидных и семигумидных зон	89	3,4— 62,0	—	Следы —13,1	—	Следы —3,1	—	0,01— 0,5	—	Нет 20,2	—	Следы —0,02	—	Следы —2,3	—
Окисно-железистые конкреции в болотах	Болота лесной зоны умеренного пояса: СССР, Норвегия, Ю. Африка	16	14,85— 46,5	37,7	Следы —2,39	0,84	Следы —1,53	0,71 (10 анализов)	0,25— 3,18	1,57	Нет или очень мало	—	0,004— 0,06	0,0025 (4 анализа)	Следы —0,24	0,05 (11 анализов)
Сидеритовые конкреции в торфяниках и торфянистых почвах	Болота лесной зоны умеренного пояса: СССР, ГДР, ФРГ, Нидерланды	19	17,5— 45,2	23,4— 20,5	Следы —1,94	0,49	0,1— 5,68	1,7	0,008— 1,2	0,41	То же	—	Следы	—	Следы —0,06	—

Таблица I (продолжение)

Группы конкреций	Географическое распространение	Количество анализов	Fe		Mn		Ca		P		Al		S		Mg	
			пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Озерные железистые конкреции	Озера лесной зоны умеренного пояса: Швеция, ГДР, ФРГ, Канада	153	6,3—54,33	34,2	0,001—31,0	4,2	0,07—2,2	1,0	Следы	0,4	Нет или очень мало	—	Нет	0,06	Следы	0,23
Прикорневые железистые конкреции в озерах	Озера лесной зоны умеренного пояса: Финляндия, ГДР, ФРГ	3	4,0—13,4	10,0	0,1—0,6	0,3	0,1—11,0	3	0,05—0,29	0,14	То же	—	0,008—0,40	0,15	—	0,12
Шельфовые мелководно-морские марганцово-железистые конкреции	Моря: Балтийское, Белое, Баренцево, Карское, Лаптевых, Черное	40	5,2—31,7	17,0	0,03—28,0	12,5	0,2—4,8	1,9	0,2—3,0	1,04	» »	—	Нет	0,03	0,04—2,2	1,1
Абиссальные железисто-марганцовые конкреции	Абиссаль Тихого и Индийского океанов	41	4,1—28,5	15,1	4,2—35,6	19,1	4,62—0,39	1,73	Следы	0,1	» »	—	0,30	0,18* (0,33) Ед.	0,04* 1,44	0,63* (1,4) Ед.
Железисто-глиноземистые конкреции в почвах (тропики)	Латеритные почвы Ю. Америки, Африки, п-ова Индостан	9	0,9—26,6	11,6	—	—	—	—	—	—	15,4 33,4	25,6	—	—	—	—
Известковые конкреции в почвах сухих степей и полупустынь умеренного пояса	Сухие степи и полупустыни СССР	13	0,5—3,8	1,2	Следы	—	13,5—32,0	26,6	0,02 (1 анализ)	—	Нет или очень мало	—	0,11—0,92	0,4	0,1—0,85	0,6
Известковые конкреции в черноземах	Черноземы СССР	12	0,5—1,96	1,14	Следы	—	12,8—35,0	25,3	0,035—1,15	0,08	То же	—	Нет	0,09	Нет	0,9
Все известковые конкреции в почвах семиаридных и аридных зон умеренного пояса		23	0,5—3,8	Следы	—	—	12,8—35,0	—	0,02—1,15	—	» »	—	0,03—0,92	—	0,1—1,48	—

Таблица I (окончание)

Группы конкреций	Географическое распространение	Количество анализов	Fe		Mn		Ca		P		Al		S		Mg	
			пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее	пределы колебаний	среднее
Известковые конкреции в озерах сухих степей и полупустынь умеренного пояса	Оз. Севан, озера Кундинской степи, озера и лагуны Австралии	16	0,75—1,9	0,02 Ед.	—	—	19,9—38,0	30,0	0,03	—	Нет или очень мало	—	Следы—0,8	—	Следы—4,8	—
Известковистые конкреции в озерах семигумидной зоны	Озера южных частей ГДР и ФРГ, США (подзоны лиственных лесов)	?	—	1—2	—	—	24,0—38,0	—	—	—	То же	—	—	—	Следы—0,3	—
Мелководно-морские известковистые конкреции	Атлантический океан, Средиземное море (субтропики)	8	0,1—0,6	—	—	—	32,1—38,6	36,5	Следы—1,0	—	» »	—	Следы—0,9 (изредка до 10,8)	—	Следы	1,5?
Гипсовые конкреции в черноземах и солончаках степной зоны	Сухие степи СССР	5	0,09—1,3	0,5	—	—	7,5—26,7	19,9	—	—	» »	—	2,9—21,1	14,3	0,03—0,08	0,05
Гипсовые желваки и другие гипсовые конкреции в пустыне; реплетекские гипсы	Средняя Азия (пустыня Каракумы), Чили	3	1,4—ед.	—	Следы	—	12,5—18,6	15	—	—	» »	—	9,9—14,0	11,4	0,5 Ед.	—
Фосфоритовые конкреции	Банка Агульяс, Флоридское плато, Тихий океан у Калифорнии	9	0,2—10,1	3,0	—	—	14,4—33,60	27,9	7,0—12,75	10,8	» »	—	2,56—3,37 (2 анализа)	2,98?	2,8—6,4 (3 анализа)	—
Вивианитовые конкреции в озерах и болотах лесной зоны умеренного пояса	Нидерланды, Белоруссия, оз. Байкал	7	21,5—35,4	28,0	0,11 Ед.	—	0,14—1,92	0,55	5,16—12,9	8,8	» »	—	—	—	Следы—0,18	0,08

Примечание. В подсчет содержания магния включен и магний обломочных частиц, так как разделение обломочного и аутигенного магния для большинства конкреций отсутствует; звездочка показывает, что содержание элементов определено по данным солянокислой вытяжки. Ед. — единичный анализ

Химический состав ортзандов, %

Номер пробы	Вид и место взятия образца	SiO ₂									H ₂ O		P ₂ O ₅	Гумус	Na ₂ O	K ₂ O
		валовой	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	П.п.п.	связанная	гидроскопическая				
I	Гумусовый ортзанд в Померании (Глинка, 1931, стр. 354)	—	3,84	0,78	0,545	0,05	—	0,04	0,19	—	—	—	0,34	7,28	0,36	0,77
Ia	Песчаный подзол из того же почвенного профиля	—	1,70	0,55	0,385	0,06	—	0,02	0,07	—	—	—	0,05	0,5	0,18	0,62
Iб	Желто-бурый песок под ортзандом, там же	—	3,6	1,105	0,77	0,03	—	0,10	0,25	—	—	—	0,07	—	0,55	1,12
II	Ортзанды в песчаных подзолах Дании (Глинка, 1931, стр. 354)	—	0,17	3,72	2,6	—	—	0,03	0,1	—	—	—	0,04	12,02	0,04	0,07
IIa	Подзолистый горизонт того же почвенного профиля	—	0,26	0,18	0,16	—	—	0,005	0,01	—	—	—	0,01	2,8	0,005	0,02
III	Гумусовые ортзанды (в песчаных подзолах Дании), там же	—	0,80	0,79	0,553	—	—	0,005	0,01	—	—	—	0,04	11,96	0,01	0,01
IIIa	Подзолистый горизонт того же профиля	—	0,09	0,05	0,035	—	—	0,01	0,01	—	—	—	0,005	1,76	0,005	0,066
IV	Ортзанды из различных мест Нидерландов (солянокислые вытяжки — пределы колебаний по 8 анализам), по Беммелену (Bemmelen, 1900)	—	0,9— 2,5	0,1— 1,6	0,07— 1,02	—	—	0,01— 0,05	0,01— 0,04	—	0,3— 2,0	1,3— 5,0	0,015— 0,03	2,0— 3,0	0,006— 0,02	0,002— 0,03
V	Ортзанды в песчаных почвах Лужского уезда Петербургской губ. (Павлинов, 1887)	—	2,30	1,11	0,77	—	—	—	—	—	—	—	0,83	1,18	—	—

Таблица II (окончание)

Номер пробы	Вид и место взятия образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	Mn ₂ O ₄	MnO	MgO	CaO	П.п.п.	H ₂ O		P ₂ O ₅	Гумус	Na ₂ O	K ₂ O
		валовой									связанная	гигроскопическая				
Va	Почва и кровля ортзанда того же почвенного профиля (максимальное содержание)	—	(макс.)	(макс.)	0,22	—	—	—	—	—	—	—	Следы	0,2	—	—
VI	Ортзанд Германии (Павлинов, 1887; Senft, 1862)	—	—	0,94 1,70	0,657 1,19	—	—	—	—	—	—	—	0,5	—	—	—
VII	Ортзанды Московской и Ивановской областей, горизонт В ₂ (плитняковый ортзанд) в сильнооподзоленной супеси (Аривушкина, 1939)	87,98	4,21	3,08	2,60	—	0,12	0,44	0,63	2,12	1,89	0,95	—	0,23	—	—
VIIa	То же (другой образец)	87,23	4,08	3,23	2,26	—	0,05	0,47	0,50	1,85	1,48	0,91	—	0,37	—	—
VIII	То же, горизонт В ₃ в подзолистоглеевой супеси	74,94	13,16	4,16	2,91	—	0,16	0,49	1,0	4,20	4,0	2,06	—	0,20	—	—
VIIIa	То же (другой образец)	70,10	15,05	5,53	3,87	—	0,42	1,08	1,0	4,74	4,49	3,34	—	0,25	—	—
IX	То же, горизонт В ₂ , среднеоподзоленная супесчаная почва	84,26	7,45	3,42	2,4	—	0,08	0,48	0,50	3,04	2,79	1,43	—	0,25	—	—
IXa	То же, другой образец	85,10	7,57	2,51	1,76	—	0,05	0,47	0,50	3,12	2,96	1,28	—	0,16	—	—
X	Супесчаные почвы, вмещающие образцы VII, VIII и IX (пределы колбаний по 12 анализам)	79,40— 92,18	3,45— 12,37	2,15— 3,33	1,50— 2,33	—	0,05— 0,15	0,24— 0,50	0,49— 1,28	0,95— 2,59	0,77— 2,47	0,38— 1,09	—	0,11— 0,18	—	—

П р и м е ч а н и е. Среднее содержание железа в ортзандах 1,84%, во вмещающих почвах — 0,82%. Коэффициент концентрации железа в ортзандах около 2,2%. Нерастворимый в HCl остаток (проба IV) 89,0—94,0%. Растворимый в HCl SiO₂ (проба IV) — 0,485%. Сера общая (проба IV)—0,012—0,02%.

Номер пробы	Тип конкреций и местонахождение	SiO ₂ , валовой	SiO ₂ в щелочном растворе	Непрорастворимый остаток выщелачивания	Al ₂ O ₃
I	Конкреции в суглинистых подзолистых почвах Смоленской губ., в горизонтах А ₁ , А ₂ и В (Тумин, 1909, стр. 65—66)	—	—	—	23,73
II	Округлые конкреции в глинистом подзоле у Буксоу (Венгрия), межгорная котловина с лугово-лесной растительностью (Глинка, 1935, стр. 361; 1931, стр. 487) — валовой анализ	51,59	—	—	10,67
IIa	Состав вмещающей почвы, образец II (валовой анализ)	77,58	—	—	11,99
III	Конкреции в глинистых подзолах лесной зоны СССР, пределы колебаний состава (по Быстрову, 1936) — валовой анализ	55,86— 66,74	—	—	—
IV	Ортштейны в подзолах Шварцвальда, образовавшихся на гранитах, по Гельбигу (Глинка, 1931, стр. 355)	62,38	—	—	18,56
IVa	Подзолы из того же почвенного профиля	81,46	—	—	10,22
IVб	Материнская порода	69,61	—	—	15,24
Va	Состав 10%-ных солянокислых вытяжек из ортштейнов сильнооподзоленной почвы, по Геммерлингу, 1922:	—	8,44	73,21	15,47
Vб		—	8,88	75,14	13,84
Vв		—	0,22	77,54	11,42
Vг	а) конкреции диаметром 1,0—1,5 мм	—	8,71	79,55	9,91
	б) » » 1,5—2,0 мм	—	—	—	—
Vд	в) » » 2,0—3,0 мм	—	—	—	—
	г) » » 3,0—5,0 мм	—	9,03	81,41	8,60
	д) » » больше 5,0 мм	—	—	—	—
VI	Валовой состав ортштейнов в глинистых и суглинистых подзолистых почвах Московской обл. (Геммерлинг, 1922)	67,02	—	—	10,73
VII		72,83	—	—	10,72
VIII		65,23	—	—	10,01
IX	Состав железистых конкреций (бобовины) в подзолистых почвах дубово-березовых лесов (около Житомира) — округлые темноцветные желваки с бородавчатой поверхностью, концентрически слоистые	89,20	—	—	4,73
IXa	Вмещающий бобовины переходный подзолистый горизонт на глубине 33 см (Набоких, 1911, стр. 484)	97,80	—	—	—

Примечание. Среднее содержание железа в ортштейнах (без пробы I) — 7,23%, среднее 2,98%, содержание марганца — 0,09%. Коэффициент концентрации железа в конкрециях (по пробы IV) — около 2,1. Коэффициент концентрации марганца (IV) — около 37,6; по отношению к мате (8 образцов) — 4,05—6,5%, H₂O гигроскопическая — 4,99—6,65. P₂O₅ (проба IV) — 0,89 (в почве

в почвах лесной зоны умеренной полосы Европы

Fe ₂ O ₃	SiO ₂ в HCl- вы- тяжке	Mn ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Гумус	Na ₂ O	K ₂ O	Fe	Mn
—31,94	—	2,46— 18,12	—	—	—	0,52— 5,3	—	—	18,01— 22,40	1,78— 13,14
14,49	—	—	12,93	0,93	1,91	—	1,06	1,13	10,14	10,2
2,88	—	—	—	0,61	0,81	—	1,06	0,95	2,02	—
18,05— 23,66	—	0,37— 2,08	—	0,82— 1,55	0,49— 1,15	1,25— 2,18	—	—	12,61 16,90	0,27— 1,46
4,80	—	—	4,14	0,63	0,78	—	4,63	4,48	3,36	3,26
1,38	—	—	0,11	0,57	0,17	—	3,64	3,90	0,965	0,09
2,33	—	—	1,12	0,69	0,97	—	5,47	5,20	1,63	0,88
8,39	0,38	1,37	—	0,52	0,66	—	—	—	5,87	0,99
7,89	0,29	1,46	—	0,72	0,66	—	—	—	5,53	1,06
7,78	0,31	1,82	—	0,70	0,50	—	—	—	5,44	1,32
6,09	0,32	1,90	—	0,78	0,55	—	—	—	4,89	1,38
6,23	0,25	2,15	—	0,75	0,55	—	—	—	4,36	1,56
5,26	—	—	—	—	—	—	—	—	3,68	—
9,88	—	2,27	—	—	—	—	—	—	6,92	1,65
11,13	—	5,13	—	—	—	—	—	—	7,79	3,72
14,32	—	11,45	—	—	—	0,3	—	—	10,02	8,24
0,62	—	0,07	—	—	—	—	—	—	0,43	0,05

содержание марганца — 3,22%. Среднее содержание железа во вмещающих почвах (IIa, IVa) — бам II и IV) — от 5,0 до 3,5; в среднем — около 4,2; по отношению к материнской породе почвы ринской породе около 3,9. Потеря при прокаливании (3 образца) — 5,5—15,4%. H₂O связанная там же 0,29, в материнской породе 0,58%)

Таблица IV

Валовой химический состав оршительных дерново-подзолистых почв
(по Польскому, 1961, стр. 94), %

Район взятия образцов	H ₂ O гигроскопическая	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	MgO	MnO	SO ₂
Тульские засеки	2,51	58,65	21,21	5,06	15,17	0,41	1,02	1,14	15,47	0,51
Подмосковье . .	3,02	73,01	18,65	8,04	10,09	0,52	0,94	1,02	5,75	0,43
Мещерская низменность . . .	2,94	64,86	28,88	17,01	11,49	0,38	1,46	1,35	2,18	0,48

Таблица V

Химический состав марганцево-железистых конкреций в почвах Суфьуну-Ханкайской низменности (валовой анализ конкреций по фракциям в % на прокаленное вещество; по Росликовой, 1961, стр. 86)

Почва и номер разреза	Глубина, см	Диаметр конкреций, мм	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃ + P ₂ O ₅	CaO	MgO	P ₂ O ₅	MnO	Сумма	
Луговая, с признаками осолодения, 21	0—7	1,0	53,89	10,82	27,89	38,71	1,15	2,08	0,24	2,68	98,51	
		1—0,5	50,25	9,97	34,68	44,65	0,98	0,86	0,25	2,81	99,55	
		0,5—0,25	53,70	12,61	30,19	42,80	0,98	1,67	0,13	0,63	99,78	
	7—14	1,0	58,27	5,55	28,56	34,11	1,24	1,28	0,15	1,41	97,31	
		0,5—0,25	59,64	10,67	24,68	35,35	0,38	0,76	0,14	0,71	96,84	
		0,25	60,90	12,04	22,51	34,55	1,42	не опр.	0,16	1,05	97,11	
	14—23	1,0	58,03	7,33	27,72	35,05	0,98	1,37	—	3,48	98,91	
		0,25	66,94	15,27	14,28	29,55	1,12	0,76	0,07	0,53	98,90	
	23—32	1,0	45,62	5,26	37,54	42,80	1,61	не опр.	0,22	7,47	97,50	
	110—120	1,0	54,00	14,80	15,50	30,30	0,84	2,79	0,20	7,93	96,76	
	Буро-подзолистая, 232	0—7	1—0,5	56,30	12,33	24,07	36,40	—	—	—	4,06	—
			0,25	56,28	10,28	26,52	36,80	—	—	—	5,63	—
7—12		1,0	55,28	10,98	21,22	32,20	—	—	—	4,45	—	
		0,25	58,08	11,12	24,88	36,60	—	—	—	1,83	—	
20—30		1—0,5	56,76	11,27	26,93	38,20	—	—	—	1,83	—	
		0,25	55,10	13,46	27,34	40,80	—	—	—	1,05	—	
Буро-подзолистая, 105	15—25	1,0	59,50	9,17	22,03	31,20	—	—	—	3,85	—	
		0,5—0,25	53,00	13,22	29,78	43,00	—	—	—	1,05	—	
	Полая железистая конкреция		56,58	7,17	30,36	37,53	0,63	1,12	0,24	0,07	96,93	
Буро-подзолистая, 292	22—27	—	53,48	12,99	24,15	42,83	0,76	1,45	0,19	0,18	98,70	
		5	56,47	7,22	24,09	31,52	0,84	1,78	0,21	8,08	98,65	
Лугово-дерновая оподзоленная, 26	5—3	2—1,5	57,97	11,67	18,07	29,89	0,82	—	0,15	6,20	—	
		1—0,5	53,80	10,11	29,16	39,48	0,84	1,34	0,21	0,61	96,07	
		1—0,5	49,04	8,40	38,94	47,51	0,63	0,88	0,17	1,34	99,40	

Таблица VI

Химический состав некоторых подзолистых почв и ортитейновых конкреций в них в штате Иллинойс (США; по Winters, 1938), %

Номер образца	Вид и место взятия образца	П.п.п.	SiO ₂	Mn ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Σ	Сорг.
1	Западный Салем, почва	4,8	79,6	0,14	3,0	8,7	96,2	0,91
	Там же, конкреции	11,0	50,70	11,3	14,0	11,3	98,3	0,38
2	» » , почва	4,7	81,6	0,12	2,8	7,9	97,1	1,06
	Другой образец, конкреции	10,1	50,1	6,6	21,1	9,4	97,3	0,42
3	Спарта, почва	3,3	82,8	0,16	1,8	7,7	95,8	0,61
	» » , конкреции	9,6	50,4	11,5	15,8	10,6	97,9	0,27
4	Карлинвилл, почва	7,0	76,4	0,06	2,6	9,0	95,1	1,80
	» » , конкреции	10,3	46,6	3,6	24,3	10,7	95,1	0,56

Примечание: Образцы 1 и 2 — конкреции в плохо дренированных почвах с «глинистыми панцирями»; содержание конкреций в почве 5,5—6,2% (по весу). Конкреции ясно концентрируют марганец (в 50 раз), железо (в 5—9 раз) и (немного) глинозем (в 1,2—1,3 раза), рассеивают кремнезем и органический углерод (по Winters, 1938, стр. 38).

Таблица VII

Весовой химический состав ортитейновых конкреций в подзолистых и близких к ним почвах Иллинойса (США; по Winters, 1938). %

Тип вмещающей породы (почвы) и местонахождение	Горизонт	П.п.п.	SiO ₂	Mn ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Σ	Сорг.
Алевритовый суглинок, Уайнуз (Wynoose)	A ₁	9,8	54,6	13,2	9,0	11,2	97,8	0,3
		9,2	53,2	13,1	11,6	10,7	97,8	0,44
Алевритовый суглинок, Рашвилл (Rushville)	A ₁	10,2	51,9	11,1	14,0	10,5	97,7	0,88
		12,0	39,0	8,8	27,2	11,0	98,0	
Алевритовый суглинок, Патнэм (Putnam)	B ₁	9,6	50,2	6,7	18,1	11,9	96,5	0,27
		9,0	53,2	7,7	13,8	12,2	95,9	6,00
Глинистый суглинок, Гранди (Grundy)	B ₁	10,6	47,8	7,0	21,0	10,9	97,3	
	B ₂	10,5	49,2	9,2	17,9	10,9	97,7	0,54
Алевритовый суглинок, Дэннай (Denny)	B ₂	9,5	50,0	8,1	16,8	12,1	96,5	0,24
Гумботил	B	10,3	46,2	10,3	17,8	11,8	96,4	0,12
«Трубчатый стебель» («Pispestem» в «лессе»)		10,5	43,8	3,2	30,4	7,9	95,8	0,59

Соотношение между объемом и составом орштейновых конкреций в почвах лесной зоны
(по Winters, 1938), %

Местонахождение	Диаметр образца, мм	П.п.п.	SiO ₂	Mn ₂ O ₄	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	Σ
Опытное поле Ювинг (штат Иллинойс, США)	2	10,3	46,3	8,3	22,4	10,4	97,7
	2—1	10,6	48,3	2,0	26,3	10,0	97,2
	1—0,3	11,0	50,3	1,4	24,4	10,7	97,8

Примечание:

Содержание марганца уменьшается с уменьшением объема.

В аналогичных почвах России (Захаров, 1927) конкреции с диаметром 1—1,5 мм содержат 8,39% Fe₂O₃ и 1,37% Mn₂O₄; 2—3 мм соответственно 7,78 и 1,82; 5 мм — 6,23 и 2,15, т. е. содержание марганца также уменьшается с уменьшением объема.

Т а б л и ц а IX

Валовое содержание основных элементов в орштейнах различного размера
(по Польскому, 1961, стр. 95), %

Размер, мм	SiO ₂	R ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃ + P ₂ O ₅	MnO
Свыше 3	45,01	48,11	27,20	20,91	3,29
2—3	44,98	42,16	26,06	22,10	3,32
1—2	48,24	44,87	25,03	19,84	3,10
0,5—1	53,87	39,76	23,64	16,12	2,97

Состав конкреций в горизонте А-2 (глубина 15—25 см) и зависимость состава от размера конкреций в почвах Дейтон (штат Орегон, США; по Drosdoff and Nikiforoff, 1949), %.

Диаметр конкреций, мм	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO	П.п.п.
12	62,5	12,3	8,4	0,56	1,13	4,50	4,93
12	60,8	12,5	9,4	0,86	1,03	4,80	5,32
6,0	56,6	12,6	13,3	0,57	0,85	3,79	5,80
6,0	62,6	12,6	10,9	0,69	0,48	1,91	4,86
2,0	55,9	12,3	17,8	0,69	0,82	1,01	6,25
2,0	45,8	15,6	25,4	—	—	1,48	—
1,0	54,2	15,5	15,2	—	—	0,38	—
Средний состав конкреций	56,9	13,3	14,3	0,67	0,86	2,55	5,43
Состав вмещаю- щей почвы	71,8	13,4	4,3	0,94	0,88	0,06	3,97
Коэффициент кон- центрации в конкрециях	0,79	0,99	3,32	0,71	0,97	42,5	1,36

Примечание: Содержание органического вещества во вмещающей почве — 1,37%; K₂O — 2,18%; Na₂O — 1,28%; pH — 4,8. Конкреции хорошо округленные, темно-коричневые и черные. Вмещающие почвы — интравенальные суглинистые лугово-глеяные подзолистые и плохо дренированные, на речной террасе (по Drosdoff и Nikiforoff, 1949, стр. 338).

Таблица XI

Количество конкреций (ортштейновых) в лесных подзолистых почвах штата Иллинойс (США) в зависимости от степени дренированности почвы и глубины (по Winters, 1938)

Хорошо дренированная почва		Плохо дренированная почва	
глубина, дюймы*	конкреции, % от объема почвы	глубина, дюймы*	конкреции, % от объема почвы
0—6	1,9	0—4	3,4
6—10	1,2	4—9	2,6
10—14	1,0	9—13	2,9
14—17	0,7	13—18	2,5
17—20	0,6	18—21	1,4
20—23	0,8	21—24	1,2
23—25	0,6	24—27	1,0
25—28	0,7	27—30	1,0
28—31	0,5	30—34	1,5
31—34	0,5	34—39	1,5
34—38	0,5	39—43	1,6
38—42	0,7	43—50	1,0
42—50	1,0		

* 1 дюйм=2,54 см.

Химический состав железистых конкреций в почвах субтропических влажных лесных зон, %

Номер пробы	Вид и место взятия образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe	Mn	CaO	MgO	Литературный источник
I	Орштейны желтых подзолистых почв, Сочинский район	(HCl) 4,64	7,62— 4,23	24,58— 14,17	17,1— 9,92	1,98— 1,41	1,78— 0,19	0,34— 0,07	Антипов-Каратаев и Филиппова, 1934
II	«Веретенообразные» стяжения в «збровой глине», Сочинский район	54,49	16,35	21,60	15,1	—	2,09	2,41	Сабашвили, 1936
III	Конкреции, юго-западная часть штата Джорджия, США	53,28	15,28	23,62	16,50	—	0,05	0,01	Fowler, 1928; во вмещающих породах 0,71—6,30% окиси железа
IV	Железистые бобовины в субтропическом подзоле около Батуми								
а)	«красно-бурые-кирпичевидные стяжения» на глубине 5—10 см;	56,80	17,64	10,14	7,0	2,41	—	—	Набоких, 1911
б)	вмещающий бурый гумусовый горизонт	55,42	—	9,89	6,9	—	—	—	
V	Там же, глубина 35 см								Дараселия, 1949
а)	мягкие округлые бобовины	54,08	18,95	11,96	8,4	4,32	—	—	
б)	плотные черно-бурые стяжения неправильной формы	19,17	—	—	—	—	—	—	
в)	вмещающий подзол, беловатый	60,40	14,7	9,43	6,58	1,94	—	—	
г)	кора выветривания андезитов, глубина 7,60 м	—	—	15,5	10,7	2,27	—	—	
VI	Орштейны, Грузия (4 анализа)	52,73— 56,93	4,99— 12,25	22,02	16,4}	7,7	1,0	0,68	То же

Примечание: H₂O связанная (проба I) — 4,17%; гумус (проба I) — 0,94%, (проба III) — 0,69%, (проба V) — 0,95%; SO₂ (проба V) — 1,5%. Нерастворимый в HCl остаток (проба V) — 63,8—72,45%.

Таблица XIII

Химический состав железистых конкреций в субтропических подзолистых почвах провинции Наталь, ЮАР (весовые проценты)

Номер пробы	SiO ₂	Fe ₂ O ₃	FeO	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	TiO ₂	MnO	H ₂ O при 105°	П.п.п.
Ia	8,0	67,9	0,8	4,7	0,4	0,5	Нет	1,8	12,4
Iб	23,4	55,4	0,6	5,2	0,2	0,6	Следы	1,5	10,6
II	53,1	19,8	0,4	11,9	0,2	0,5	0,1	2,5	7,0
III	15,4	68,8	0,8	4,9	0,2	0,9	0,4	1,8	4,6
IV	40,0	43,0	1,0	3,4	0,4	2,2	0,1	2,0	8,4
V	54,8	23,2	0,6	4,7	0,6	1,1	1,0	1,0	6,6

Химический состав железистых, железисто-глиноземистых конкреций в латеритах, %

Номер пробы	Тип и местонахождение конкреций	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Литературный источник
I	Пизолитовый железистый панцирь на латерите	3,20	10,40	70,0	Фох, 1932
II	Пизолитовый боксит в том же латеритном профиле	0,66	58,40	1,31	То же
III	Конкреционные извилистые трубочки в боксите	3,66	56,88	5,52	»
IV	То же, в железистой массе	2,36	46,63	23,67	» »
V	Железисто-глиноземистые конкреции в латеритах	7,0	63,3	10,5	Глинка, 1935
VI		14,5	48,5	21,6	То же
VII		3,1	52,5	14,4	» »
VIII	Железистая конкреция в латерите (Зап. Африка)	10,4	17,82	58,02	Blank, 1911
IX	Пизолитовые железистые конкреции в латеритах Суринама (Гвиана)	7,0	5,0	83,4	Глинка, 1935
		3,1	4,0	86,9	То же
XI	Железистая корка в латеритах Суринама	7,50	0,14	62,08	» »
XII	Конкреционный латерит (Зап. Африка)	17,9	26,01	39,7	Шокальская, 1948
XIIa	Продукт выветривания норита в том же профиле	28,3	28,7	21,6	То же
XIII	Частично цементированная латеритовая почва Ч-ова Сиерра-Леоне	17,5	27,1	35,7	»
XIIIa	Крепко цементированная масса	10,0	33,1	38,1	» »
XIIIб	Старая латеритная плита	3,6	35,2	38,8	» »
XIIIв	Рыхлая латеритная почва	23,1	27,7	30,7	» »
XIV	Латеритный панцирь, аморфный, с пизолитами (о-в Мадагаскар)	0,70—	30,38—	14,04—	» »
		2,29	50,00	38,19	
XV	Железистые и глиноземисто-железистые корки латеритных почв, Индонезия, Индия, Зап. Австралия, о-в Мадагаскар	0,8—	7,2—	29,8—	Harrasowitz, 1930
		14,1	36,8	88,6	
XVI	Глиноземистые, латеритные панцири, Суринам, Гвинея, п-ов Индостан	0,4—	52,5—	4,1—	То же
		3,1	67,9	14,4	

Примечание: Среднее содержание Fe — 25,76%; среднее содержание Al — 18,03%; в собственно железистых конкрециях среднее содержание Fe — 40,16%; Al — 9,77%; CaO — от 0 до 1,5%; MgO — от 0 до 1,2%; H₂O — 14,0 — 31,5%; TiO₂ (5 анализов) — 2,4—14,1%.

Таблица XV

Химический состав (весовой процент на прокаленное вещество) железистых конкреций в латеритах Северного Вьетнама (по Фридланду, 1961а)

Материал анализов	H ₂ O гигроско- пическая	П.п.п.	SiO ₂	SO ₃	P ₂ O ₅	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	R ₂ O ₃	CaO	MgO	MnO
Пизолитовая конкреция	1,74	10,02	21,12	0,66	0,10	8,42	68,18	77,43	0,23	Следы	Следы
Вмещающий горизонт	1,82	6,55	71,66	0,30	0,06	17,75	8,55	27,14	0,15	0,32	»
Альвеолярная конкреция	1,26	5,64	58,85	0,55	0,03	13,50	25,82	40,15	0,22	0,32	»
Вмещающий горизонт	1,23	5,15	76,84	0,37	0,02	15,61	6,20	22,64	0,22	0,11	»

Химический состав железистых конкреций в тропических красноземах, буроземах и желтоземах, %

Номер пробы	Характеристика и местонахождение конкреций	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Литературный источник
I	Конкреции из «серой земли» на коре выветривания гранитов (Вост. Африка)	50,0	10,32	27,77	19,40	0,40	0,85	Blanck, Geilmann, 1963
Ia	I — валовой состав. Ia — солянокислая вытяжка	0,42	3,71	26,06	18,24	0,37	0,42	То же
II	Конкреции (бобовины) в «желтоземе» (там же)	19,76	7,61	62,43	43,70	0,08	0,02	» »
III	Конкреции в «красноземе» (Куба). Бобовины (там же)	10,42	10,13	66,77	43,80	0,65	Следы	» »
IV	Красно-коричневые конкреции. Неправильно угловатые. Куба (там же). Валовой состав	44,98	13,25	31,95	22,39	0,19	0,35	» »
	Солянокислая вытяжка	0,47	1,91	29,12	20,38	0,055	0,060	
V	Конкреции, желтые (с поверхности), красные — в ядре. Неправильно угловатые. Куба (там же). Валовой анализ	38,72	10,72	39,32	27,50	0,23	0,32	Bennett, 1927
Va	Железистые конкреции. Куба, среднее из 10 анализов	40,03	11,77	33,75	23,6	1,03	0,74	То же
Vб.	Вмещающие красные почвы (там же)	62,82	13,05	12,28	8,6	1,05	0,78	» »
VI	Конкреции в красноземе, близком к латериту (Вост. Африка)	13,50	10,20	61,00	42,70	Следы	Следы	Шокальская, 1948
VII	Черные, красные и белые конкреции в красноземах Юго-Зап. Нигерии	48,80	9,66	30,35	21,20	—	—	То же
VIII	Другие конкреции из того же района (два анализа)	37,45	15,10	20,90	21,63	—	—	
		41,61	7,7	32,13	22,4			
VIIIa	Вмещающая глинистая почва предыдущих конкреций	37,23	12,40	24,70	14,35	—	—	
		37,00	14,01	20,50				
IX	Железистые конкреции в молодой почве на элювии известняков (Вост. Ява)	41,22	28,21	9,65	6,75	2,00	1,64	Van Varen, 1927

Таблица XVI (окончание)

Номер пробы	Характеристика и местонахождение конкреций	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MgO	Литературный источник
X	Пизолиты в известняковом красноземе на о-ве Мадагаскар	3,8 11,0	5,1 13,1	68,7 46,1	48,10 32,20	0,2	Следы 0,1	Harrasowitz, 1930
XI	Сферические блестяще-черные конкреции, сильномагнитные. Гавайские острова	—	—	71,26 80,9	49,99 56,63	—	—	Sherman, Kanehiro, 1954
XII	Конкреционные железистые прослой в латерите (там же)	20,5— —31	21—30	21,38	14,96	—	—	
XIII _а	Горизонт А с магнитными конкрециями. Гавайские острова, типичный профиль	8,78	12,16	45,98	32,17	—	—	Sherman, Fujioka a. Fukimoto, 1955
XIII _а	Тот же профиль, горизонт В, красноватый суглинок под конкрециями	12,03	16,70	41,64	29,15	—	—	То же
XIII _б	Тот же профиль, горизонт С — кора выветривания лавы	24,8	47,10	6,60	4,62	—	—	»
XIV	Средний состав серовато-пурпурных конкреций из горизонта А почвенного профиля на пологом склоне, в разных точках (там же)	3,25	8,86	70,23	49,16	—	—	»
XIV _а	Средний состав вмещающей конкреции почвы (там же) . . .	17,6	6,57	50,86	35,60	—	—	

Примечание: FeO (проба X) 0,5—1,5%, проба XI — до 5%; Li₂O, Cl, F — следы; Fe — среднее в конкрециях из проб I—X — 26,7%; в почвах (из проб VII и VIII_а) — 15,72%. Кремнезем, растворимый в щелочах (4 анализа) 0,17—4,67%; нерастворимый в HCl остаток — 5,8—36,9%; С органический (4 анализа) — следы — 0,96%; H₂O связанная 6—13%; H₂O гигроскопическая (6 анализов) — 0,6—2,75%; П.п.п. (9 анализов) — 8—15%; CO₂ (6 анализов) — следы — 0,25; SO₂ (9 анализов) — следы — 0,03%; P₂O₅ (20 анализов) — следы — 0,22%; щелочи — 0,11—2,2%; TiO₂ — следы — 18,5%.

Химический состав озерных железисто-марганцовистых конкреций, %

Номер пробы	Наименование и место взятия образцов	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	MgO	P ₂ O ₅	Литературный источник
I	Онежское озеро	26,89	11,16	20,68	18,62	2,0	2,49	1,73	Гильвен и Гинзбург, 1930
II	Там же, песчаный грунт, против устья ручья . . .	6,30	11,52	18,50	29,2	3,10	1,30	1,15	То же
III	Железисто-глинистый ил в том же озере	60,53	11,14	21,65	0,52	0,56	2,18	1,42	» »
IV	Оз. Шир Гарбор (Канада)	12,75	12,50	30,80	22,96	1,62	0,58	—	Kindle, 1932
V	Озера Карелии	12—19	7—8	35—62	0,96—	0,7—	0,7—	0,8—	Копченова, 1934
VI	Озера Швеции	7,1—	1,5—	60—70	0,98—	0,5—	0,1—	0,2—	Senft, 1862
		8,0	5,1		2,66	2,3	0,2	1,1	
VII	Железистая прослойка в иле Сегозера (Карелия)	—	15,6	—	2,66	0,66	0,09	—	Перфильев, 1927
VIII	Бобовые руды оз. Копчезеро (Карелия)	19,27	8,12	35,10	10,6	2,61	1,06	2,45	Архангельский и Копченова, 1935
IX	Оолитовые руды, Укшезеро	12,09	7,26	62,28	1,01	0,72	0,10	0,87	То же
X	Рудная корка, Укшезеро	15,18	7,42	38,77	12,33	1,78	0,53	1,82	» »
XI	Темно-бурая бобовая руда, оз. Тумес-ярви	5,08	2,71	53,14	9,59	0,89	0,08	0,58	» »
XII	Желтая дробовая руда, оз. Пелькуля	10,65	2,45	67,96	0,41	0,83	0,10	0,36	Vogt, 1906
XIII	Шведские озерные руды*	12,64	3,58	62,57	3,92	1,37	0,19	0,48	То же
XIV	«Порохообразная» озерная железная руда из Серна	4,32	0,43	62,38	13,51	0,00	0,53	0,12	» »
XV	Известково-железистые конкреции в оз. Мадю**	13,91—	0,81	38,33	4,39	4,62	0,47	3,60	» »
		13,21		40,37					
XVI	Озера Финляндии (по Фогту, 1906, стр. 222)***	6,97—	0,45—	20,47—	—	0,39—	Следы	0,45—	
		19,32	3,16	69,47		1,33	0,37	1,59	

* Среднее из 30 анализов озерных и 2 анализов дерновых руд. ** Данные Weltner (1905): по пересчету карбонат кальция — 8,25%, карбонат магния — 0,98%, но, возможно, часть последней величины должна быть отнесена за счет карбоната железа. *** Пределы колебаний состава даны по результатам 18 анализов; содержание воды определено после подсушивания в течение 2 месяцев при комнатной температуре и нагревании до 155°; CO₂ и органическое вещество не определялись.

Примечание: 1) П.п.п. — 10 анализов — 16,2—27,0%; 2) Сера — 15 анализов — от 0 до 0,04%, среднее — 0,005%; 3) TiO₂ — 10 анализов — от 0 до 0,32%; 4) BaO (пробы V, IX, X, XI, XII, XVIII) — от 0 до 1,24% (проба IX).

Химический состав озерных железных руд (конкреций) Южной Финляндии (солянокислые вытяжки; по Аарпио, 1918), весовые проценты

Озера	Нерастворимый остаток	Fe ₂ O ₃	MnO	P ₂ O ₅	П.п.п.	Сумма	Гумус
Хайпэ-ярви	11,90	55,29	0,92	0,00	22,86	90,97	4,03
Саари-ярви	1,51	61,84	1,00	0,27	26,00	90,62	6,53
Вечерма	3,86	67,91	0,002	—	21,59	93,36	3,76
»	5,06	61,48	1,78	Следы	23,87	92,19	4,03
Онкимаа	6,56	64,87	1,92	0,15	22,01	95,51	4,33
»	2,70	68,71	0,95	0,07	21,89	94,32	3,88
»	17,30	53,37	2,03	Следы	21,75	94,45	4,31
Вуогтанен	16,74	52,25	7,05	0,29	19,67	96,00	2,64
»	9,62	58,48	2,03	Следы	20,59	90,72	3,18
Пувелла	14,30	59,92	0,50	0,48	22,59	97,79	0,95
»	40,18	42,50	1,30	0,17	11,63	95,78	0,92
»	57,90	22,05	8,00	0,24	9,89	98,08	0,89
Сакара	20,72	59,12	1,10	0,18	15,68	96,65	1,69
Салколан-ярви	14,50	53,37	2,20	0,19	18,67	94,73	2,58
»	8,30	62,32	3,94	0,28	21,33	93,33	2,61
Лиси-ярви	28,84	46,66	4,00	0,15	12,37	90,22	2,30
»	12,46	57,04	2,95	0,27	21,81	95,52	2,25
Окси-ярви	11,94	59,60	0,68	0,45	20,71	96,70	3,94
Куива-ярви	75,98	8,94	3,94	0,27	6,08	94,22	0,74
Пигэ-ярви	7,92	64,23	0,68	2,08	21,45	96,36	3,29

Химический состав «прикорневых» железистых конкреций (по Ohle, 1934a), %

Номер пробы	Конкреции	Нерастворимый остаток	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Fe	Гумус	Ca
I	«Трубочатые камни» (Rohrensteine) в оз. Плен*	59,0— 53,0	—	—	4—12	2,34— 3,39	6,0— 11,0
Ia	Вмещающая известковая серая глина, там же	64,0	—	—	1,1	2,27	11,0
II	Трубочатая железистая конкреция в Паймио, Финляндия	71,0	5,6	17,0	—	—	0,07
IIa	Вмещающая серая глина, там же	76,0	7,4	7,0	—	—	0,06

Т а б л и ц а XIX (окончание)

Номер пробы	Конкреции	Mg	Mn	CO ₂	SO ₂	P
I	«Трубочатые камни» (Rohrensteine) в оз. Плен*	0,7— 0,8	0,1— 0,6	12,0— 22,0	0,02— 1,0	0,05— 0,11
Ia	Вмещающая известковая серая глина, там же	0,7	0,3	19,0	0,03	0,06
II	Трубочатая железистая конкреция в Паймио, Финляндия	0,12	—	—	0,37	0,29
IIa	Вмещающая серая глина, там же	0,08	—	—	2,05	0,11

* До 12 см вышины и 10 см в поперечнике; форма — разнообразная, строение концентрическое, большей частью с трубчатой полостью в центре. Залегают в мелководной (до 0,5 м) прибрежной зоне на дне или выступают на несколько сантиметров выше поверхности дна

Т а б л и ц а XX

Химические анализы абиссальных железо-марганцевых конкреций (данные 41 анализа по Самойлову и Титову, 1922, весовые проценты)

Компоненты	Минимум	Максимум	Среднее
MnO ₂	6,51	55,64	29,88
Fe ₂ O ₃	5,86	40,71	21,52
Al ₂ O ₃	0,30	9,50	3,30
CaCO ₃	0,97	11,56	3,63
MgCO ₃	0,14	4,92	—
CaSO ₄	Следы	1,27	0,74
Ca ₃ (PO ₄) ₂	»	7,15	0,40 (0,53)
SiO ₂	3,24	30,40	12,88

Примечание: Часть, растворимая в HCl — 58,5—83,9% (среднее на всех анализах — 74,74). Часть, нерастворимая в HCl — 3,3—23,9% (среднее на всех анализах — 12,45%). П.п.п. в различных желваках колеблются в пределах 4,7—24,8% (среднее — 13,14)

Химический состав железо-марганцевых конкреций Тихого океана (по Скорняковой и Андрущенко, 1964, стр. 27; весовые проценты)

Элементы	Количество проб	Максимум	Минимум	Среднее
В **	54	0,06	0,007	0,029
Na *	79	4,7	0,46	2,06
Mg	92	2,4	0,42	1,76
Al	124	7,93	0,48	3,27
Si	124	20,56	0,52	8,27
P	46	0,38	0,031	0,17
K	107	2,41	0,20	0,74
Ca	124	12,6	0,63	1,98
Sc **	54	0,003	0,001	—
Ti	123	2,52	0,06	0,66
V **	54	0,11	0,021	0,054
Cr **	54	0,007	0,001	—
Mn	124	42,3	1,7	21,06
Fe	124	21,7	0,83	11,97

Т а б л и ц а ХХІ (окончание)

Элементы	Количество проб	Максимум	Минимум	Среднее
Co	122	1,52	0,06	0,31
Ni	124	1,54	0,036	0,67
Cu	122	1,90	0,01	0,43
Zn	81	0,15	0,019	0,071
Ga **	54	0,003	0,0002	0,001
Sr	86	0,17	0,02	0,086
J **	54	0,045	0,033	0,016
Zr **	54	0,12	0,009	0,063
Mo	86	0,071	0,006	0,04
Ag	5	0,0006	—	0,0003
Ba	97	0,98	0,05	0,32
La **	54	0,024	0,009	0,016
Yb **	54	0,0066	0,0013	0,0031
Pb	90	0,25	0,011	0,10

* Таблица составлена по данным анализов ИОАН, ИГЕМ и Меро (1962).

** Содержания этих элементов приведены по данным Меро (1962)

Химический состав марганцево-железистых конкреций в Баренцевом и Белом морях (по Гориковой, 1931), %

Номер проб	Место взятия проб	SiO ₂	Остаток нерастворимый в HCl	Al ₂ O ₃	P ₂ O ₅	CaO	MgO	Fe	Mn
I	Белое море, глубина 54 м; концентрически-скорлуповатая лепешка, часть растворимая в 10%-ной HCl	1,54	55,10	0,64	1,22	3,02	1,72	9,16	8,74
Ia	Там же, состав остатка, нерастворимого в HCl	49,73	—	3,07	—	0,30	0,49	0,35	0,61
IIa	Белое море; глубина 136,5 м; округло-пластинчатые	25,94	—	6,73	1,17	0,28	0,06	6,02	19,10
IIб	Там же, круглые желваки	18,27	—	3,44	0,99	1,50	0,94	6,58	20,56
IIв	Там же, картофелевидные	22,93	—	3,73	0,96	2,25	1,94	5,16	19,03
III	Белое море; глубина 82,4 м; овальные желваки	65,00	—	0,25	0,43	0,68	—	11,28	2,34
IV	Белое море; глубина 160 м; слоистые, лепешкообразные	22,96	—	17,05	0,80	4,26	—	19,79	1,69
V	Белое море; глубина 104 м; продолговатые желваки, слоистые	25,90	—	10,94	1,27	1,52	2,40	14,15	3,97
VI	Белое море; глубина 100,1 м; береговая полоса, мягкие, неправильной формы глинистые лепешки	—	42,0	—	6,52	—	—	20,3	2,42
VII	Баренцево море; глубины 170—334 м; горизонтально-слоистые	—	25,15 51,45	—	—	—	—	9,92 31,75	1,84 5,44
VIII	Северо-восточная часть Баренцева моря, концентрически-слоистые, лепешкообразные, внешне похожие на концентрически-слоистые конкреции Белого моря	—	26,15	10,45	—	—	—	?	23,18
IX	Цементированный песок (конкреция), Белое море; почти черная, плитчатая	—	93,3	—	0,80	—	—	1,12	0,03

Примечание: V₂O₅ — 0,07 (1 анализа); С органический — 0,17—1,48 (2 анализа); Н₂O связанная 4,21 (3 анализа); Н₂O гигроскопическая 6,55% (1 анализа); FeO — нет (4 анализа); Ba — нет (3 анализа); Co — нет (2 анализа); Cu — следы и нет (2 анализа); Ni — нет (3 анализа); Cl — следы (7 анализов) — 0,13 (1 анализа); TiO₂ — 0,16 — 0,80 (6 анализов); П.п.п. — 6,63—23,32 (8 анализов); CO₂ — 1,52—3,13 (5 анализов); щелочи — следы — 1,36% (9 анализов); SO₂ — нет — 0,51 (9 анализов)

Химический состав марганцово-железистых конкреций мелководных эпиконтинентальных морей (по Самойлову, Титову, 1922 и Сенову, 1937), %

Номер пробы	Место взятия проб	Нерастворимый остаток	MnO ₂	Mn ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Al ₂ O ₃	SiO ₂	CaO	MgO	K ₂ O	Na ₂ O	P ₂ O ₅	CO ₂	П.п.п.	H ₂ O гигроскопическая
I	Черное море, глубина 125 м; валики по краям раковины (среднее из двух анализов)	—	1,33	11,40	44,44	3,50	10,20	6,79	2,97	0,08	0,15	4,30	2,52	12,54	10,22
II	Там же, глубина 93 м; среднее из двух анализов	—	2,77	12,33	36,58	0,99	18,30	4,64	1,53	0,08	0,11	2,25	4,27	16,04	10,17
III	Там же, глубина около 75 м; среднее из двух анализов	—	2,07	12,31	44,35	2,08	13,48	2,43	1,73	0,10	0,13	2,28	5,05	14,05	9,18
IV	Там же, глубина 55—73 м, среднее из двух анализов	15,67	3,19	15,38	32,59	1,97	15,32	3,88	3,52	0,04	0,18	0,78	3,98	12,89	9,26
V	Финский залив, глубина 6—10 м; лепешкообразные; среднее из двух анализов	18,73	7,04	17,92	35,05	3,81	16,07	3,34	2,33	0,05	0,13	0,88	5,27	8,57	9,96— 10,60
VI	Там же, глубина неизвестна: шаровые, концентрически-скорлуповатые	—	17,49	10,02	31,79	3,45	19,92	1,20	1,32	0,08	0,09	2,35	4,03	8,16	9,36 (8,53— 10,22)
VII	Баренцево море; плоские желваки, глубина 323 м	—	34,38	8,56	20,96	3,81	13,49	2,07	1,49	0,08	0,12	3,35	5,52	6,63	—
VIII	Там же, грубчатые желваки с глубины 362 м	—	8,06	14,34	25,90	2,83	18,76	4,43	3,74	0,15	0,30	3,18	3,19	15,36	—
IX	Карское море; глубины от 30 до 90 м	27,84	—	24,17	16,63	1,32	—	2,04	1,70	0,41	1,50	2,22	—	—	20,95
X	Там же, глубины от 90 до 161 м	21,88	43,93	—	13,79	—	—	—	—	—	—	—	—	—	19,15
XI	Там же, 4 образца, взятые «Седовым»	—	3,40— —14,34	7,10— 9,79	21,29— 23,77	1,37— 3,99	13,42— 23,45	0,84— 3,50	1,38— 1,86	—	—	1,48— 3,55	—	—	5,50— 7,25

П р и м е ч а н и е: FeO — нет (4 анализа); NaCl — 1,17% (I анализа); SO₂ — нет — 0,05 (5 анализов); Cu — следы (4 анализа); гумус — 4,17—7,61 (4 анализа); Сорг. — 1,86—2,75 (2 анализа); Cl — следы (3 анализа) и 0,12 (1 анализ); MnO — единично (проба IX) — 2,96%

Т а б л и ц а XXIV

Химический анализ (неполный) железомарганцовых конкреций Рижского и Ботнического заливов (по Горшковой, 1961), %

Номер станции	Форма и вид пробы	H ₂ O	П.п.п.	Нерастворимый остаток	Mn	Fe	P	CO ₂	CaCO ₃	C	Органическое вещество по С·1,724	N	$\frac{C}{N}$
16	Шарики	13,38	10,7	23,29	9,91	15,78	0,35	2,79	6,34	2,0	3,44	0,22	9,1
17	Оруденелое дерево	14,26	85,09	2,38	0,15	2,63	0,02	1,69	3,84	48,0	88,45	0,5	96,0
18	Оруденелая часть (наружная)	12,1	10,55	22,52	8,43	4,43	0,56	3,90	8,86	0,67	1,15	—	—
18	То же (внутренняя часть)	7,5	6,27	52,44	2,50	7,84	0,37	1,50	3,40	0,32	0,55	—	—
20	Шарики	12,69	7,28	33,56	4,56	16,07	0,72	2,12	4,81	1,75	3,01	0,17	10,3
101	»	11,91	12,29	30,23	7,67	14,05	0,46	3,73	8,48	2,15	3,70	0,22	9,7
126	Оруденелые пластинки	12,67	8,89	19,36	1,94	15,76	1,18	1,31	2,97	1,42	2,44	0,14	10,0
143	Белая конкреция	2,29	10,46	63,06	0,20	3,18	0,18	7,80	17,72	0,59	1,01	0,056	10,3
147	Крупные шарики	11,85	10,74	30,14	23,16	13,22	0,62	3,03	6,88	1,84	3,17	0,23	8,0
21	Черный слой	6,0	9,22	44,58	22,61	8,58	0,14	1,21	2,75	1,06	1,81	0,18	6,0
21	Желтый слой	12,29	14,28	32,29	1,51	10,15	1,91	0,92	2,09	3,33	5,74	0,29	11,4

Примечание: Станции 16—147 — Рижский залив; станция 21 — Ботнический залив.

Химический состав известковых конкреций в почвах и песках степной зоны, полупустынь и пустынь умеренного пояса, %

Номер пробы	Характеристика и место взятия образца	SiO ₂ валовой	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CO ₂	CaCO ₃	CaSO ₄	MgCO ₃	Литературный источник
I	Известковые конкреции в сероземах. Голодная степь	—	—	—	0,6	30,7	24,4	55,1	—	—	Оловяшников, 1937
II	Известковые конкреции в сероземах. Южный Казахстан	28,41	—	8,25	1,20	32,50	25,22	55,72	—	—	Розанов, 1951
III	Известковые конкреции в солонцах надпойменных террас	—	—	1,6— 0,8	—	—	—	33,67— 67,94	0,3— 1,5	3,5— 1,1	Мамаева, 1940 (3 анализа)
IV	Известковые конкреции в лёссах ГДР и ФРГ . . .	34,82	4,20— 5,09	—	0,88	30,96	25,34	55,29	0,15	1,89	Власк, 1911; Добровольский, 1956
V	Известковые конкреции в тучных черноземах, глубина 1,6—1,7 м. Стрелецкая степь	7,13	1,28	0,74	0,66	49,43	38,50	87,55	—	—	Афанасьева, 1947; Добровольский, 1956
Va	Там же, глубина 2,4—2,5 м	14,99	1,58	0,90	0,96	48,52	33,30	81,72	—	—	
	Там же, глубина 1,8 м	11,5	1,70	0,4	2,37	45,69	37,96	82,78	1,34	0,59	
VI	Черноземы, вмещающие конкреции (пределы колебаний)	60,6	8,2— 11,5	2,4— 4,3	0,53— 1,47	2,51— 6,25	—	—	—	—	То же
	Лёссовидный суглинок, глубина 0,9 м. Краснодарский край	8,95	1,70	1,49	2,64	46,48	38,33	83,20	SO ₂ 1,08	3,07?	Добровольский, 1956
VIII	Лёссовидный суглинок Тульские засеки, выщелоченный чернозем	10,32	1,80	1,04	—	46,93	38,97	—	SO ₂ 1,23	—	То же
IX	Каракумы	6,48	—	—	1,00	48,96	36,04	81,9	2,3	—	Перельман, 1951
	Прикорневые стяжения. Кызылкумы	24,42	3,54	4,8	1,38	35,10	26,64	55,93	3,96	—	Даенс-Литовская, 1942

Примечание: VIII—глубина 50—60 м от поверхности древней почвы; IX — поверхность древнего аллювия. Кремнезем в КОН-вытяжках — 0,3—3,3% (3 анализа, пробы II, VI, VIII)

Таблица XXVI

Данные химического анализа карбонатных стяжений из черноземов (по Добровольскому, 1956), %

Место взятия пробы и характеристика грунта	Глубина взятия образца, м	Вытяжка 5%-ной HCl							
		SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO		
Пачелма, Пензенской обл., покровный суглинок									
а) периферическая часть стяжения	2,0	0,34	Следы	0,88	0,20	39,72	1,57		
б) центральная часть стяжения	2,0	0,08	»	0,60	0,20	42,45	6,89		
Борисовка, Белгородской обл., лёссовидный суглинок									
а) периферическая часть стяжения	1,0—2,0	0,32	»	0,72	0,24	35,40	0,42		
б) центральная часть стяжения	1,0—2,0	0,20	»	0,52	0,28	41,46	0,81		
Ливны, Орловской обл., лёссовидный суглинок									
а) периферическая часть стяжения	1,0—2,5	0,31	—	0,98	0,38	41,08	0,75		
б) центральная часть стяжения	1,0—2,5	0,21	—	0,38	0,40	49,78	1,12		
Среднее				0,24		0,68	0,28	41,65	1,93

Таблица XXVI (окончание)

Место взятия пробы и характеристика грунта	Глубина взятия образца, м	Вытяжка 5%-ной HCl		—H ₂ O	+H ₂ O	П. п. п.	Нерастворимый остаток	Сумма
		Na ₂ O + K ₂ O	CO ₂					
Пачелма, Пензенской обл., покровный суглинок								
а) периферическая часть стяжения	2,0	0,17	33,39	0,17	0,81	2,79	19,46	100,50
б) центральная часть стяжения	2,0	0,15	38,56	0,34	1,14	0,28	9,36	100,05
Борисовка, Белгородской обл., лёссовидный суглинок								
а) периферическая часть стяжения	1,0—2,0	0,14	28,78	0,83	1,31	0,04	31,50	99,84
б) центральная часть стяжения	1,0—2,0	0,10	32,17	0,43	1,30	0,10	22,26	100,23
Ливны, Орловской обл., лёссовидный суглинок								
а) периферическая часть стяжения	1,0—2,5	2,30	29,11	Не определялась			26,02	100,93
б) центральная часть стяжения	1,0—2,5	1,76	32,06	»			14,25	99,96
Среднее			0,77	32,34	0,44	1,14	0,80	20,47

Примечание: В солянокислой 5%-ной вытяжке почти всюду следы MnO и P₂O₅.

Таблица XXVII

Химический состав ажыришей Актюбинской области (по Сидоренко, 1956), %

Компоненты	Результаты анализа	В пересчете на 100%	Компоненты	Результаты анализа	В пересчете на 100%
CaO	45,09	44,32	SO ₃	0,95	0,93
MgO	0,25	0,24	H ₂ O ⁻	0,43	0,42
FeO	0,56	0,55	H ₂ O ⁺	1,53	1,50
Na ₂ O	0,24	0,24	Нерастворимый остаток	14,79	14,54
K ₂ O	0,10	0,10			
CO ₂	37,71	37,07	Сумма	101,74	100,0

Т а б л и ц а XXVIII

Химический состав грунтов и туфовидных гипсово-известковистых и известковистых конкреций оз. Николаев Берег (по Виталю, 1950), %

Номер пробы	Характер образца	Сумма	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	SO ₃	CaO	MgO	CO ₂	CaSO ₄	CaCO ₃	MgCO ₃	MgO-остаток	CO ₂ -избыточная	% по всем карбонатам		CaCO ₃ / MgCO ₃
														CaCO ₃	MgCO ₃	
I	Конкреция	92,01	11,38	2,59	—	41,44	2,35	34,25	—	73,96	3,31	0,77	—	95,72	4,28	22,34
II	То же	92,58	8,62	2,32	2,16	42,46	2,17	34,85	3,67	73,09	4,53	—	0,34	94,17	5,83	16,16
III	» »	96,96	7,63	3,13	1,62	44,97	2,89	36,72	2,75	18,24	4,45	0,76	—	94,62	5,38	17,58
IV	Ил, верхний слой . . .	95,11	29,25	5,13	0,52	24,04	8,04	28,13	0,88	42,27	16,70	—	0,76	71,68	28,32	2,53
V	То же	92,66	25,50	8,32	0,46	18,16	13,39	26,83	0,78	31,84	24,58	1,64	—	56,43	43,57	1,30
VI	Песок	96,73	63,92	3,16	0,32	8,60	7,00	13,73	0,54	14,95	13,70	0,45	—	52,18	47,82	1,09

Т а б л и ц а XXIX

Химический состав грунтов и туфогенных известковых озерных конкреций оз. Кривого (по Виталю, 1950), %

Номер пробы	Характер образца	Сумма	Минеральный нерастворимый остаток	R ₂ O ₃	SO ₃	CaO	MgO	CO ₂	CaSO ₄	CaCO ₃	MgCO ₃	MgO-остаток	CO ₂ -избыточная	% по всем карбонатам		CaCO ₃ / MgCO ₃
														CaCO ₃	MgCO ₃	
I	Большая конкреция . .	94,87	7,86	0,97	—	46,41	1,68	37,95	—	82,83	2,92	0,28	—	96,59	3,41	28,36
II	То же	93,96	3,89	2,16	—	43,68	2,53	36,70	—	77,96	4,64	0,31	—	94,39	5,61	16,80
III	Конкреция	97,01	6,50	1,34	0,97	42,76	6,79	38,65	1,65	75,10	10,79	1,63	—	87,44	12,56	6,96
IV	То же	98,26	6,43	3,04	0,68	46,40	3,02	38,69	1,16	81,96	5,08	0,59	—	94,16	5,84	16,15
V	Ил из-под конкреции .	95,42	20,53	8,40	Следы	30,06	6,05	30,38	Следы	53,65	12,60	—	0,19	80,98	19,02	4,26
VI	Ил, верхний слой . . .	95,41	46,28	8,89	»	10,05	11,15	19,04	»	17,94	21,37	0,93	—	45,64	54,36	0,84
VII	То же	95,63	46,80	8,82	»	10,80	11,40	17,81	»	19,28	17,88	2,85	—	51,88	48,12	1,08
VIII	» »	98,76	61,69	6,64	»	8,56	7,05	14,82	»	15,28	14,7	—	0,41	50,97	49,03	1,04
IX	» »	97,69	52,44	7,80	»	10,34	7,78	19,33	»	18,45	16,20	—	2,75	53,36	46,64	1,20

Взвовой химический состав озерных известковых конкреций, %

Номер анализа	Характер и место взятия проб	SiO ₂	Нерастворимый остаток	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	CaCO ₃	MgCO ₃	Литературный источник
I	Кристаллы (кристалломорфные конкреции) в оз. Севан, глубина 43,65 м	1,15	—	0,70		52,73	1,55	41,69	94,12	0,81	Афанасьев, 1933
Ia	Вмещающие «диатомовые илы» оз. Севан	50,0	—	4,9	4,10	6,7	0,8—2,2	—	—	—	То же
II	Мелкие известковые конкреции в оз. Севан, глубина 25 м	—	4,36	2,3—3,4	0,35—2,73	28,44	0,18—7,0	32,34	50,9	8,98	» »
IIIa	Оз. Лагонган, США (плейстоценовый) «литонидный туф»	—	1,70		0,25	50,98	2,88	41,85	90,76	1,87	Николаевский, 1916
IIIб	То же, «тинолитовый туф»	—	3,8	0,71	0,71	50,45	1,37	40,90	89,80	1,33	То же
IIIв	» » «дендритовый туф»	—	5,06	1,29	1,29	49,14	1,92	40,31	87,47	1,80	» »
IV	Известковые конкреционные линзы оз. Иссык-Куль (2 анализа)	—	2,11 0,79	0,24 0,25		46,58 49,30	0,21 —	36,43 38,96			Сапожников и Цветков, 1959

П р и м е ч а н и е : Закись железа — 0,85% (1 анализ, проба II). С_{орг.} 0,5—1,6 (проба II); Н₂O связанная—1,50 (проба IIIб) — 11,61 (проба IV); Н₂O гигроскопическая — 0,30 (проба I) — 5,30 (проба IV) — 4 анализа, сера общая

Т а б л и ц а XXXI

Химический состав известковых оолитов Каспийского моря, %

Номер станции	Франция, мм	Нерастворимый остаток	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	П. п. п.	SO ₂	Сумма	H ₂ O гигроскопическая	CO ₂	C
70	1,0—0,5	20,56	0,84	0,51	39,16	2,57	34,03	0,77	98,44	0,66	31,43	0,56
125	2,0—1,0	1,41	0,54	0,25	49,61	2,59	42,83	1,15	98,38	0,80	39,31	0,80

Т а б л и ц а XXXII

Химический состав известковой корки цементации в Каспийском море, %

Место взятия пробы	Нерастворимый остаток	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	П. п. п.	SO ₂	MnO ₂	Сумма	H ₂ O гигроскопическая	CO ₂	C
Верхний слой илистого песка или песчанистого ила	46,16	1,87	1,28	24,47	1,58	22,38	0,36	0,10	98,20	1,03	18,45	0,40
Средняя часть корки (собственно корка)	34,40	1,45	0,90	32,45	1,46	28,43	0,63	0,13	99,85	0,68	24,55	0,30
Нижняя железисто-марганцевая корка	8,10	8,68	13,86	21,85	4,56	25,14	0,86	15,10	98,15	9,75	19,49	0,53

Химический состав «иматровых камней», %

Номер пробы	Характер и место взятия образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	Mn	CaCO ₃	Литературный источник
I	Иматровые камни, по Улексу	31,8	8,2	6,5	1,5	51,1	Венюков, 1881
Ia	Глина, вмещающая предыдущие образцы	70,3	15,1	8,8	1,3	—	То же
II	Иматровые камни, по Сальвета	34,06	9,0	4,0	1,4	47,8	» »
III	Иматровые камни	32,98	12,31	—	1,12	45,80	» »
IIIa	Вмещающие ленточные глины с редкими валунами	65,32	28,39	—	1,3	1,18	» »
IV	Иматровые камни США	18,7—35,1	8,9—14,5	3,3—6,7	3,0—4,2	35,0	Тагг, 1933
IVa	Вмещающие ленточные глины	50,3—58,0	17,9—27,1	2,3—4,9	—	56,0	То же

П р и м е ч а н и е: Нерастворимый в HCl остаток (по Венюкову); пределы колебаний — 30,75—43,26%; CO₂ (проба IV) — 19,7—25,2%; H₂O связанная—2,4 — 5,4%; щелочи—0,49% (1 анализа).

Т а б л и ц а XXXIV

Химический состав известковистых озерно-ледниковых конкреций (иматровых камней) и вмещающих глин (по Salmi, 1959), весовые проценты

Компоненты	Номер пробы						
	I	II	III	IV	V	VI	VII
SiO ₂	69,63	60,71	62,25	55,70	38,59	37,77	20,70
TiO ₂	0,54	0,80	0,75	0,49	0,39	0,43	0,37
Al ₂ O ₃	14,18	15,98	15,59	17,18	9,06	9,15	6,39
Fe ₂ O ₃	2,78	4,90	2,91	4,20	1,63	1,53	1,58
FeO	1,15	2,49	3,65	4,56	2,07	2,19	2,03
MnO	0,08	0,13	0,10	0,13	1,06	0,86	1,05
MgO	1,39	2,64	2,61	3,54	1,42	1,53	1,47
CaO	2,31	2,20	2,34	2,46	22,11	22,73	34,32
Na ₂ O	3,05	2,66	2,75	2,29	1,85	1,72	0,95
K ₂ O	2,92	3,79	3,75	4,02	2,08	2,13	1,54
P ₂ O ₅	0,23	0,21	0,24	0,23	0,34	0,33	0,35
CO ₂	0,00	0,00	0,00	0,00	12,33	17,75	27,11
H ₂ O ⁺	1,79	3,20	3,16	3,77	1,73	1,62	1,31
H ₂ O ⁻	—	—	—	—	0,73	0,70	0,76
SO ₃	6,01	0,01	0,04	0,02	0,08	0,05	0,09
C _{орг.}	0,22	0,32	0,24	0,67	0,02	0,01	0,29

П р и м е ч а н и е: рН на поверхности глины— 5,8; книзу — 4,25, а в зоне залегания конкреций подымается до 8,5 и более; максимальный рН на глубине 13 м в ленточной глине. На глубине 12 м — граница между 2-й подизгляциальной зоной и зоной, отвечающей времени конца таяния ледника. На глубине 2 м — граница предбореального времени. Конкреции залегают в интервале глубин 4,2—14,5 м, максимум их распространения — между глубинами 5,5—10,5 (и особенно 7,5—8,5 м), в зоне Younger Drias.

Химический состав современных морских известковых конкреций, %

Номер пробы	Характер и место взятия образца	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	H ₂ O связанная	H ₂ O гигроскопическая
I	Известковые оолиты, Флоридский пролив и Багамская банка . . .	0,03	0,18	0,21	52,77	Следы	42,34	1,21	0,28
Ia	То же	8,23	0,00	0,21	51,60	»	40,11	0,17	Следы
Iб	»	0,07	0,00	0,13	54,57	»	43,07	0,72	0,14
II	Пелагозит	0,47	0,57	0,32	45,84	1,50	37,56	2,44	2,32
IIa	»	0,66	0,48	0,79	49,16	0,98	39,49	1,20	—

Примечание: В пробах I, Ia, Ib отмечены Cl 0,03—1,02%, следы SO₂, P₂O₅ и K₂O; в пробе II — S_{орг} 2,10%; SrO — 1,59%; NaCl — 3,66—2,18; KCl — 1,63 — 0,32%; в пробах I, Ia, Ib CaCO₃ 91,71—97,63%; в пробах II, IIa — 79,47—87,79% сульфат кальция (по пересчету) 2,45—3,95%; в пробах II, IIa MgCO₃ 3,13—1,63%. I — по Кленовой, 1948; II — по Онорато (Onorato, 1926)

Таблица XXXVI

Химический состав конкреций гипса в черноземах (по Пономареву, 1935), %

Номер пробы	Характеристика и место взятия образца	SiO ₂ валовой	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	CaO	MgO	CO ₂	H ₂ O	SO ₂ (HCl-вытяжка)	CaSO ₄
I	Мелкие кристаллики в черноземе, глубина 90 см, Крым	7,01	—	0,13	37,71	Следы	1,00	19,4	53,16	91,64
II	То же, глубина 130—140 см, Казахстан	8,40	0,25	0,08	35,63	»	2,0	19,1	50,74	90,04
III	То же, Сетлярский район, Крым	8,02	0,10	0,24	37,73	»	2,6	17,7	52,24	90,84

Таблица XXXVII

Химический состав известняково-гипсовых кор из месторождения Иквалле (пустыни Северного Чили)

Компоненты	Найденные величины			Пересчет с учетом наличных солей		
	I	II	III	I	II	III
SiO ₂	13,58	20,58	51,31	13,58	20,58	51,31
TiO ₂	0,12	0,24	0,41	0,12	0,24	0,41
Al ₂ O ₃	5,04	5,91	13,91	5,04	5,91	13,91
Fe ₂ O ₃	1,09	2,10	5,26	1,09	2,10	5,26
CaO	29,07	24,35	11,10	7,00	2,52	4,06
MgO	0,70	0,92	0,70	0,70	0,92	0,70
K ₂ O	1,72	1,85	3,06	1,72	1,85	3,06
Na ₂ O	2,25	2,74	4,13	2,25	2,74	4,13
SO ₂	27,25	24,45	1,59	CaSO ₄ 46,33	41,57	2,70
P ₂ O ₅	0,13	0,45	1,12	0,13	0,45	0,12
Cl	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы	Следы
CO ₂	2,35	3,70	4,66	CaCO ₃ 5,34	8,41	10,59
H ₂ O гигроскопическая	1,34	1,04	1,74	1,34	1,04	1,74
Общая влага	15,49	11,75	1,13	15,49	11,75	1,13
Сумма	100,13	100,08	100,12	100,13	100,08	99,12

Примечание: I — ячеистая, очень пористая светло-красновато-белая солевая корка толщиной около 20 см; II — ячеистая солевая корка толщиной около 10 см; III — тонкая корка под поршковой солью.

Химический состав фосфатных конкреций (по Andrée, 1920), %

Номер пробы	Характеристика и место взятия образца	SiO ₂ валовой	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	H ₂ O связанная	CaCO ₃	CaSO ₄	MgCO ₃	Ca ₃ (PO ₄) ₂
I	Конкреции с остатками фораминифер и других известковых организмов из банки Агулья	3,02	2,94	15,91	—	33,14	14,65	4,80	28,06
II	Конкреции, замещающие морского ежа, банка Агулья	26,7	7,51	5,34	—	10,53	11,26	4,67	36,37
III	Конкреции на подводном плато в районе Флоридского течения, глубины 200—550 м	0,49	—	14,77	1,46	36,50	—	10,56	35,54
IIIa	Вмещающий рыхлый известковый ил, там же	1,52	—	0,31	8,15	85,62	—	4,26	0,18
IIIб	Подстилающий твердый известковый субстрат, там же	2,12	—	—	—	96,96	—	—	1,2

Химические анализы фосфоритов в калифорнийском шельфе (по Етегу, 1960), %

Компоненты	Номера проб					
	69	106	127	158	162	183
CaO	47,35	45,43	45,52	46,58	37,19	47,41
P ₂ O ₅	29,56	29,19	28,96	29,09	22,43	29,66
CO ₂	3,91	4,01	4,30	4,54	4,63	4,87
F	3,31	3,12	3,07	3,15	2,47	3,36
R ₂ O ₃	0,43	0,30	2,03	0,70	3,93	1,40
Органическое вещество	0,10	1,90	2,25	0,44	0,35	1,50
Сумма	84,66	83,95	86,13	84,50	71,00	88,20

Химический состав болотных фосфатов, %

Номер пробы	Характеристика и место взятия образца	Fe ₂ O ₃	FeO	CaO	MnO	CO ₂	Гумус	H ₂ O связанная	H ₂ O гигроскопическая	P ₂ O ₅	Литературный источник
I	Скопления землистого вивианита в низинном торфе. Нидерланды . . .	18,08	10,95	0,7	Следы	0,0	28,3	12,0	15,0	15,16	Ветмелен, 1900
Ia	Голубой вивианит из аналогичного скопления. Там же	36,10	—	—	—	0,0	14,75	15,3	16,5	17,57	То же
II	Прожилки окисленного вивианита в линзе сидерита. Там же	31,3	8,4	—	—	1,5	11,6	28,6	—	18,5	» »
III	Вивианит из лугового торфа в болоте Тешендорф. Мекленбург, ГДР . .	18,11	19,55	2,40	0,09	7,30	12,39	26,05 +	П.п.п.	12,02	» »
IV	Синие вивианиты одного из торфяников. Белоруссия	28,01—50,89	0,0—14,40	0,57	0,20	0,53	—	19,2—29,59	—	25,30—30,04	Бушинский, 1946
V	Синий вивианит из торфяника, Тамбовская обл.	21,44	16,87	1,57	0,62	—	6,9	20,79	10,42	21,73	Добровольский, 1957 г.
VI	Желтый фосфат. Там же	37,18	0,62	0,60	0,14	—	5,8	22,24	12,67	20,75	То же

Примечание: проба I — 0,0% FeCO₃, 18,15% 3 FeO·P₂O₅, 16,93% Fe₂O₃·P₂O₅, 9,48% $\frac{1}{2}$ Fe₂O₃, 4,0% Fe₂O₃; проба II — 3,95% FeCO₃; проба III — 4,3% CaCO₃, 14,04% FeCO₃, 17,96% 3FeO·P₂O₅, 13,3% Fe₂O₃·P₂O₅, 9,75% Fe₂O₃ аморф, 0,17% MgCO₃, 2,09% Al₂O₃ в HCl-вытяжке; проба V — 7,34% и проба VI — 0,42% нерастворимый в HCl остаток

ОГЛАВЛЕНИЕ

Предисловие	5
✓ Введение	7
✓ Глава I. Закономерности распространения отдельных групп современных конкреций	17
Окисно-марганцовисто-железистые и окисно-железистые конкреции	17
Глиноземистые и железисто-глиноземистые конкреции	71
Кремнеземистые конкреции	72
Конкреции льда	76
Общее замечание о распространении конкреций гидроокислов и окислов	77
Сидеритовые, беммеленитовые и родохрозитовые конкреции	77
Конкреции кальцита и арагонита	83
Магнезиально-известковистые конкреции	124
✓ Известково-магнезитовые конкреции	125
Доломитовые конкреции	125
Конкреции и корки гипса и ангидрита	127
Конкреции мелантерита	136
Конкреции барита	136
Конкреции (?) мирабилита	137
Конкреции фосфоритов	137
Конкреции и линзы вивьянита, керченита, пицита	139
Конкреции улексита	143
Конкреции (?) хлоридов	143
Конкреции сульфидов железа	143
Глава II. Некоторые общие закономерности современного географического распространения конкреций	146
Сравнительная характеристика географического распространения отдельных групп конкреций	146
Геохимическое распределение различных химических элементов и минералов в конкрециях	149
Соотношение конкрециеобразования с другими формами накопления железа, кальция, марганца, фосфора и серы в современных осадках	152
Особенности конкрециеобразования в геосинклинальных и платформенных областях	172
Конкреционные комплексы и типы физико-географических обстановок	174
Индивидуальные конкреционные комплексы отдельных географических районов	175
Глава III. Некоторые общие условия современного конкрециеобразования	176
Условия локализации конкреций внутри различных географических зон	176
Соотношения зональных и азональных закономерностей географического распространения конкреций	177
Скорость и продолжительность роста современных конкреций	179
Образование конкреций и некоторые условия раннего диатогенеза современных осадков	180
Глава IV. Особенности конкрециеобразования в современную геологическую эпоху и «стратиграфические» конкреционные комплексы	183
Общие замечания	183
Сопоставление ископаемых и современных конкреционных комплексов	185

Глава V. Возможности и пути практического применения конкреций и конкреционных комплексов	199
Использование конкреций, достигающих рудных концентраций, как полезных ископаемых	199
Конкреции и конкреционные комплексы как индикаторы определенных типов физико-географических и историко-геологических обстановок и связанных с ними полезных ископаемых	199
Применение конкреций и конкреционных комплексов для расчленения и корреляции геологических разрезов	204
✓ Заключение	206
Выводы	212
Summary	219
Литература	222
Приложения (Таблицы I—XL)	249

Андрриан Владимирович Македонов

*Современные конкреции в осадках и почвах
и закономерности их географического распространения*

Утверждено к печати Московским обществом испытателей природы

Редактор издательства Л. Г. Китаенко. Художник О. Е. Горбачев
Технический редактор И. А. Макогонова

Сдано в набор 16/XI 1965. Подписано к печати 26/III—1966. Формат 70×108¹/₁₆. Печ. л. 17,75+1 вкл. (0,375 п. л.) Усл. печ. л. 25,374 Уч.-изд. л. 26,1. Тираж 1500 экз. Т-03536 Изд. № 613/65. Тип. зак. 3486

Цена 2 р. 02 коп.

Издательство «Наука». Москва, К-62, Подсосенский пер., 21
2-я типография издательства «Наука», Москва, Г-99, Шубинский пер., 10

Исправления и опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Должно быть
31	17 сн.	красно-бурых	и красно-бурых
75	28 св.	molille	molille
87	23 сн.	по мнению Б. М. Федорова	по описанию Н. Федорова
92	22 св.	мнению	данним
100	16 сн.	резко	редко
136	16 сн.	рационально-лучистое	радиально-лучистое
147	19 сн.	грунтовых	пустынных
179	16 св.	аллювиального	элювиального
217	22 св.	резко	редко
228	10 сн.	почвах	почках
231	17 св.	угреносных	угленосных
252	Табл. 1, гр. 5 слева, 1 сн.	Следы	—

Македонов